Stratigraphie und Tektonik des südlichen und mittleren Abschnitts der Zone Sestri - Voltaggio einschließlich der angrenzenden Gebiete (Prov. Alessandria und Genua)

I N A U G U R A L - D I S S E R T A T I O N

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

der

FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

vorgelegt von

Konrad Görler

aus

Berlin

1962

Druck:

Ernst - Reuter - Gesellschaft
der Förderer und Freunde der Freien Universität e.V.

Dissertations - Druckstelle

Berlin-Dahlem, Garystr. 45, Tel.: 76 52 61, App. 668

Stratigraphie und Tektonik des südlichen und mittleren Abschnitts der Zone Sestri - Voltaggio einschließlich der angrenzenden Gebiete (Prov. Alessandria und Genua)

I N A U G U R A L - D I S S E R T A T I O N

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

der

FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

vorgelegt von

Konrad Görler

aus

Berlin

I. Referent: Prof. Dr. M. Richter
II. Referent: Prof. Dr. K. R. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung: 26.3.1962

Tag der Promotion: 25. Juli 1962

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

Gedruckt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin

Inhaltsverzeichnis

1.0	Vorwort.....	
2.0	Einleitung	
2.1	Lage und Begrenzung des Kartierungsgebietes	
2.2	Aufschlußverhältnisse.....	
2.3	Geologische Übersicht, Aufgabenstellung und Arbeitsunterlagen.....	
2.4	Historischer Rückblick	
3.0	Stratigraphie	
3.1	Stratigraphie des Ostteils der Gruppe von Voltri.....	
3.11	Die Ophiolithe.....	
3.111	Peridotit.....	
3.112	Serpentinit.....	20
3.113	Gabbro.....	26
3.114	Granat-Epidot-Hornblende-Fels.....	28
3.115	Kontaktgesteine.....	29
3.12	Die Sedimente der Gruppe von Voltri.....	29
3.121	Trias.....	30
3.122	Schistes lustrés.....	32
3.123	Grünschiefer und Epidot-Amphibolit.....	34
3.124	Das Alter der Schistes lustrés.....	35
3.2	Die Stratigraphie der Zone Sestri-Voltaggio.....	38
3.21	Trias.....	38
3.211	Der Dolomitkomplex.....	39
3.2111	1. Dolomitserie.....	40
3.2112	2. Dolomitserie.....	41
3.2113	3. Dolomitserie.....	42
3.212	Das Rät.....	45
3.213	Das Gipsvorkommen von Isoverde.....	49
3.22	Jura.....	50
3.221	Lias.....	51
3.222	Oberjura.....	53
3.223	Die Ophiolithe des Jura der Zone Sestri - Voltaggio.....	57

3.224 Unsichere Schichtglieder des Jura der Zone Sestri - Voltaggio 63
3.23 Die Argilloscisti..... 64
3.231 Niveau I, Tonschiefer und Tonschiefer mit Kalken..... 67
3.232 Niveau II, dick- und dünnbankige Kalke mit Tonschiefern..... 69
3.233 Niveau III, Tonschiefer und Tonschiefer mit Kalken..... 72
3.234 Niveau IV, Tonschiefer mit Sandkalken und Kalksandsteine..... 75
3.235 Niveau V, Sandkalke und Mergel..... 77
3.236 Niveau VI, Kalksandstein, Sandkalke und Tonschiefer..... 79
3.24 Die Oberkreide-Serien..... 81
3.241 Die Montoggio-Schiefer..... 81
3.242 Scisti Policromi..... 82
3.243 Mt. Antola-Alberese..... 83
3.25 Tertiär..... 85
3.251 Oligozänkonglomerat..... 85
3.252 Pliozän..... 87
3.3 Einordnung der Serien des Untersuchungsgebietes in das Fazies-Schema von Alpen und Apennin 88

4.0 Tektonik..... 91
4.1 Tektonik der Gruppe von Voltri..... 91
4.2 Die Linie Sestri - Voltaggio..... 97
4.21 Deutungsversuche zur Entstehung der Linie Sestri - Voltaggio..... 103
4.3 Tektonik der Zone Sestri - Voltaggio..... 112
4.31 südlicher Abschnitt..... 112
4.32 Die Fortsetzung der Zone Sestri - Voltaggio nach Süden..... 116
4.33 Tektonik des mittleren Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio..... 117
4.34 Tektonik des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio..... 125

4.4 Tektonik der Kreide-Serien..... 126
4.41 Niveau II..... 127
4.42 Niveau III..... 128
4.43 Niveau IV..... 128
4.44 Niveau V 128
4.45 Niveau VI 129
4.46 Tektonik des Oberkreide-Flyschs..... 129

4.5 Zeitliche Einordnung der Tektonik..... 130

5.0 Quartär und morphologische Übersicht..... 132

5.1 Quartäre Bildungen..... 132
5.2 Morphologische Übersicht..... 133

6.0 Zusammenfassung..... 135
6.1 Riassunto..... 137

7.0 Literaturverzeichnis..... 139

Anlage: 2 Karten, 2 Profiltafeln

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41543918_0010

2.0 Einleitung

2.1 Lage und Begrenzung des Kartierungsgebietes

Eines der Hauptanliegen der modernen Geologie ist es, den Zusammenhang der einzelnen Faltengebirge aufzuzeigen und zu klären, ob der an vielen Stellen der Erde lückenlose orographische Übergang eines Gebirges in ein anderes sich auch geologisch rechtfertigen läßt, oder ob eine Zusammengehörigkeit nur vorgetäuscht wird.

In der vorliegenden Arbeit soll dieses Problem an der Alpen - Apenningrenze untersucht werden. Im Raum nördlich von Genua verschmälert sich die Gebirgskette auf etwa 25 km Breite. Von Westen kommend lassen sich bis hierher eindeutig alpine Serien verfolgen, nämlich Schistes lustrés mit den mit ihnen vergesellschafteten Grüngesteinen. Aus dem Osten streicht bis in diesen Raum typischer Apenninflysch. Diese beiden Serien scheinen sich hier unvermittelt gegenüber zu stehen. Die Trennungsnaht zwischen diesen Schichtfolgen verläuft von Sestri-Ponente, einem an der Küste gelegenen Stadtteil von Genua, etwa in nördlicher Richtung bis nach Voltaggio, wo sie zusammen mit den beiden erwähnten Serien unter die junge, postorogene Bedeckung der Poebene abtaucht.

Die vorliegende Arbeit behandelt den südlichen und mittleren Abschnitt dieser Trennungsnaht, während der nördliche Teil von H. IBBEKEN bearbeitet wurde.

Mitten durch das Gebiet läuft die Hauptwasserscheide des Apennin, die in dieser Gegend extrem nahe (12 km) gegen das Tyrrhenische Meer gerückt ist. Der südlich der Wasserscheide gelegene Teil des Gebiets wird durch das Flußsystem des Polcevera, der Chiaravagna und Varenna, die bei San Pier d'Arena, Sestri Ponente und Pegli ins Meer münden, entwässert. Nördlich der Wasserscheide liegt das Untersuchungsgebiet zu beiden Seiten des Torre Lemme, der dem Orba entgegenfließt, der seinerseits bei Alessandria in den Po mündet.

Die Hauptwasserscheide bildet im Untersuchungsgebiet die politische Grenze zwischen den Ländern Ligurien und

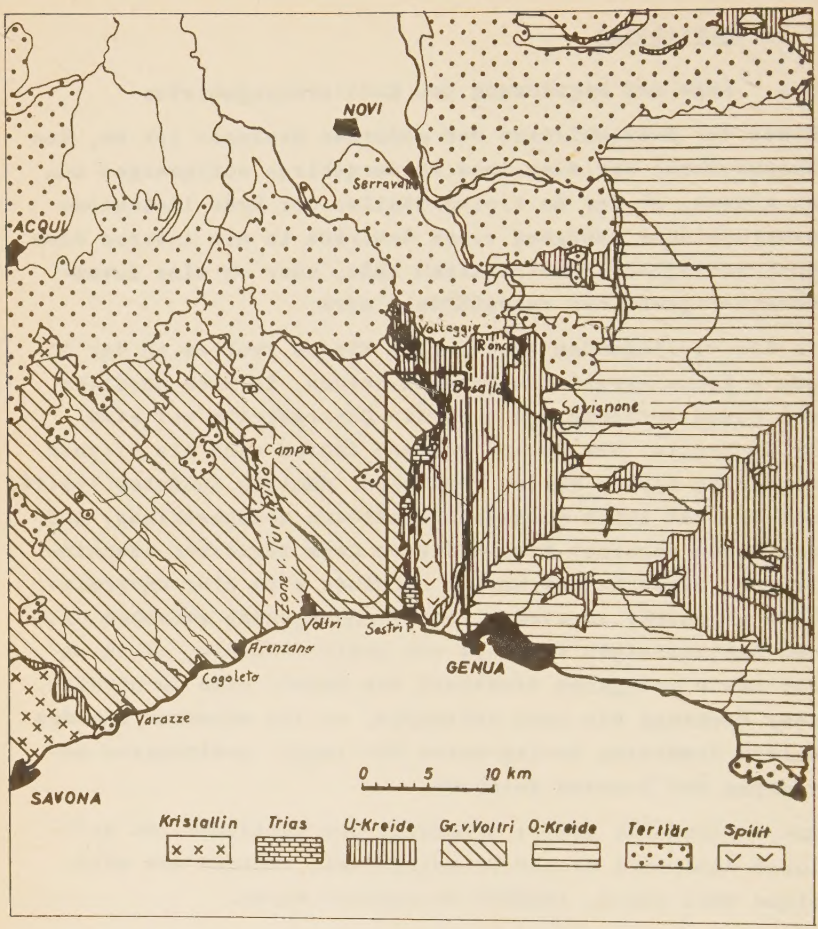


Abb. 1 Lage des Kartierungsgebietes und geologische Übersichtskarte nach Schneider u. Teichmüller, 1935

Piemont und ihren Provinzen Genua und Alessandria.

Die Abgrenzung des kartierten Areals wurde so gewählt, daß auf die gesamte Längserstreckung sowohl Anteile der alpinen, als auch der apenninen Serien mit aufgenommen wurden.

Im Süden bildet die Küste des Tyrrhenischen Meers die Grenze, im Osten verläuft sie im Polceveratal aufwärts bis Pontedecimo, östlich an Campomorone vorbei und über die

Case Frizzoni, den Mt. Poggio zu den Case Ronchi. Der Nordabschluß geht von hier durch Molini zur Costa di Grano. Im Westen setzt sich die Grenze am Westabhang des Mt. delle Figne, durch den Lago Lungo, Mt. Proratado, Mt. Contessa nach Multedo zur Küste fort. Über das Kartierungsgebiet hinaus wurde, wenn es sich als notwendig erwies, auch das angrenzende Terrain bearbeitet. Im Ostteil wurden die Untersuchungen in den Argilloscisti stets bis in den Antola-Alberese hinein fortgesetzt.

Die höchste Erhebung des Gebiets ist der Mt. delle Figne mit 1 172 m, der sich wegen seines flachen Gipfels aber nur wenig von seiner Umgebung abhebt. Die markantesten Berge sind durch ihr ausgeprägtes Relief der Mt. Lecco (1 072 m) und der Mt. Figogna (804 m).

Da sich das Kartierungsgebiet bis an die Küste erstreckt, ist die Höhe des Mt. delle Figne gleich dem maximalen Höhenunterschied.

2.2 Aufschlußverhältnisse

Die Aufschlußverhältnisse im Untersuchungsgebiet sind recht unterschiedlich, in der Südhälfte jedoch wesentlich besser als nördlich der Wasserscheide. Die Gründe liegen auf der Hand, einmal schafft die nahe Erosionsbasis im Süden (der Mt. delle Figne ist nur 12 km von der Küste entfernt) ein steileres Relief und stärkere Abtragung. Zum anderen führen die intensivere Sonneneinstrahlung und die größeren Höhenunterschiede zum schnelleren Verdunsten und Ablaufen der Niederschläge, die ohnehin geringer sind, als auf der der Poebene zugewandten Seite. Wegen des Wassermangels ist daher die Vegetation im allgemeinen nicht so üppig wie auf der Nordseite.

Sehr zahlreich sind die Aufschlüsse im Bereich des Serpentinits, da hier die Flora wegen Nährstoffmangels nur äußerst spärlich ist, und diese Flächen fast niemals landwirtschaftlich genutzt sind. Besonders ungünstig sind die Aufschlußverhältnisse entlang der Küste und in den größeren Tälern, vor allem im Polceveratal, da hier weite Teile des Anstehenden unter jungen Lockergesteinen

und der Stadtverbauung, des sich mächtig ausdehnenden Genuas begraben liegen.

2.3 Geologische Übersicht, Aufgabenstellung und Arbeitsunterlagen

Wie schon oben erwähnt, zerfällt das Gebiet geologisch in zwei deutlich von einander getrennte Teile, die durch eine etwa N - S-gerichtete Linie von einander geschieden sind. Im Westen ist es das gewaltige Serpentinitmassiv der Gruppe von Voltri, dessen Ostrand noch mit kartiert wurde. Schon landschaftlich hebt sich diese einheitliche Serpentinitmasse sehr scharf von der östlich von ihr gelegenen Zone von Sestri - Voltaggio ab. Während das Grüngesteinmassiv mächtige kahle Berge bildet, die, wenn man von Osten auf sie blickt, wie eine steile, einheitliche Mauer emporragen, ist die Zone von Sestri - Voltaggio viel stärker differenziert; ihre mannigfach wechselnden Gesteine bilden teilweise einen fruchtbaren Boden, der eine intensive Landwirtschaft erlaubt.

Die Gruppe von Voltri hat mit ihren echten Schistes lustrés (Calcescisti) noch ausgesprochen alpinen Charakter, während die Zone Sestri - Voltaggio bereits zum Apenninflysch überleitet. Hauptaufgabe der Arbeit ist es, den Zusammenhang zwischen diesen beiden Elementen, die scheinbar unvermittelt aneinander stoßen, zu klären, ein Problem, das bisher schon zu zahlreichen und recht verschiedenen Deutungen führte.

Die Grenzlinie zwischen diesen beiden Gebieten, die sicher tektonisch ist, wird die "Linie Sestri - Voltaggio" genannt. Das Gebiet östlich dieser Linie bis zum Westrand des Unterkreideflyschs wird als die "Zone von Sestri - Voltaggio" bezeichnet. Entlang der Linie Sestri - Voltaggio tritt immer wieder Trias auf, die von einigen Autoren (ROVERETO u.a.) zur Gruppe von Voltri gerechnet wird, von den meisten jedoch zur Zone Sestri - Voltaggio geschlagen wird.

Im Hintergrund aller Betrachtungen in dem Gebiet nördlich von Genua steht immer wieder die "Alpen - Apenningrenze",

ein Problem, das stets neue Bearbeiter in dieses Gebiet zog. Zu einer genaueren Kartierung kam es jedoch nicht, und selbst die Karte 1 : 100 000 der Carta Geologica d' Italia (Blatt Genova) erschien erst im Jahre 1942. Dieses Blatt wurde von SACCO und PERETTI aufgenommen.

An geologischen Karten standen außerdem die Übersichtsaufnahmen von J. SCHNEIDER 1933, von ROVERETO 1939 und von BONI 1960 zur Verfügung.

Die vordringlichste Aufgabe der Arbeit in diesem Gebiet lag also bei einer Spezialkartierung, um die Grundlage für eine Diskussion um die Alpen-Apenningrenze erst einmal zu schaffen. Die Kartierung wurde im Maßstab 1 : 10 000 durchgeführt.

Als topographische Unterlage dienten die Karten des Istituto geografico militare im Maßstab 1 : 25 000, Blatt Busalla und Blatt Sestri Ponente, aufgenommen im Jahre 1899.

2.4 Historischer Rückblick

Es sollen hier nur die wichtigsten, das Arbeitsgebiet oder die Alpen-Apenningrenze direkt betreffenden Arbeiten erwähnt werden, da CRETTAZ 1955 einen sehr ausführlichen Überblick über die geologischen Forschungen in Ligurien gegeben hat, auf den hier verwiesen sei.

Erste Bemerkungen über die Geologie dieses Gebietes finden sich schon sehr frühzeitig. So beschreibt DE SAUSSURE in seinen "Voyages dans les Alpes" 1791 verschiedene Gesteinsserien im Raum nördlich von Genua.

Als erster trennte 1807 VIVIANI die Gruppe von Voltri von der Zone Sestri - Voltaggio.

TERMIER und BOUSSAC 1911 setzen alle ophiolithführenden Tongesteine der Zone Sestri - Voltaggio mit den Schistes lustrés der Gruppe von Voltri gleich. Dieser Serie geben sie ein posttriassisches Alter, da sie beiderseits der Trias, die als Antiklinale gedeutet wird, auftreten. Die Grenze Alpen - Apennin legen diese Autoren an das Kristallin von Savona, das sie als einen Keil der Dinariden auf-

fassen, der Alpen und Apennin trennt.

FRANCHI dagegen vertritt die Auffassung, daß zwar noch die Dolomite und Kalke von Trias und Lias zur Gruppe von Voltri gehören, zählt aber die ophiolithführenden Argilloscisti, die im Untersuchungsgebiet auch Polceveraserie genannt werden, schon zum "Eozän" des Apenninflyschs.

Ähnlicher Ansicht ist ROVERETO, der 1939 in seiner "Liguria Geologica" die Trias noch zur Gruppe von Voltri schlägt und alle Serien östlich von ihr, einschließlich der Ophiolithe, ins Eozän stellt. Nur den Grüngesteinen der Gruppe von Voltri gibt er ein archaisches Alter.

ARGAND rechnet 1911 in seinen "Cartes structurales des Alpes occidentales" die Gruppe von Voltri, die Zone von Sestri-Voltaggio und den Genueser Flysch zum Penninikum der Westalpen.

Dieser Meinung schließt sich 1957 FALLOT an. Hierzu veranlaßt ihn die gute Übereinstimmung des Antola-Alberese mit seiner "serie a Helminthoides" (Alassio und Imperia-Serie nach M.RICHTER), die im Westen des Brianconnais ansteht.

KOBER 1923,1955 sieht in der Zone Sestri - Voltaggio die Wurzelzone sowohl der alpinen St. Bernhard Decke, die sich über die penninische Gruppe von Voltri nach Westen geschoben haben soll, als auch der apenninen Ligurischen Decke. Durch spätere tektonische Beanspruchungen soll die Wurzelzone aber stark überprägt worden sein.

Auf Anregung von STILLE 1927 trennen SCHNEIDER und TEICHMÜLLER 1935 Alpen und Apennin längs einer Scheitelzone der Vergenzen, die etwa 15 km östlich der Linie Sestri-Voltaggio ebenfalls in Nord - Süd-Richtung laufen soll. Ebenso wie TERMIER und BOUSSAC sehen die beiden Autoren in den Argilloscisti Schistes lustrés mit abnehmender Metamorphose.

DE WIJKERSLOOTH 1934 glaubt die Grenze Alpen - Apennin auf Grund einer verschiedenartigen Tektonik festlegen zu können. Ebenso wie ROVERETO 1929, 1932, 1939 erblickt er in der Zone Sestri - Voltaggio den Westaustrich der Liguridendecke, die hier an der "Sestri Ponente - Caporalino -

Schwelle" ihr westliches Ende gefunden haben soll. Diese Schwelle, die als schmaler Sporn des "Europa-Kratogens" die Ligurische Geosynklinale von der Alpidischen trennen soll, sei durch den Schub der Ligurischen Decke gegen Westen verschuppt worden und zum Teil unter, (Kristallin von Savona) zum Teil über (unterostalpine Trias von Sestri - Voltaggio) die Schistes lustrés der Gruppe von Voltri geschoben worden sein.

Schon frühzeitig (1924, 1928, 1932, 1933) erkennt STAUB die Grenzstellung der Zone Sestri - Voltaggio und der Gruppe von Voltri zwischen Hochpenninikum und Unterostalpin. In seinen jüngeren Arbeiten (1951, 1953) sieht er in der Linie Sestri - Voltaggio die tektonische Grenze zwischen diesen Einheiten. In ihrem kompliziertem Aufbau deuten sich nach seiner Meinung Schleppungserscheinungen der nach Norden getriebenen korso-sardischen Masse an. Er spricht aber von einem ununterbrochenen Übergang von den Alpen in den Apennin.

Die bisher gründlichste Bearbeitung des Gebietes wurde im Jahre 1955 von CRETTAZ, einem Schüler von STAUB, abgeschlossen. Er ist der Ansicht, daß an der Linie Sestri - Voltaggio zwei "grundverschiedene" Schichtfolgen aneinander stoßen. An das Penninikum der Gruppe von Voltri sollen die unterostalpinen Serien der Zone Sestri- Voltaggio von Osten her angeschuppt sein. Auch der Ostrand der Gruppe von Voltri sei mit verschuppt worden.

FALLOT, LANTEAUME und CONTI stellen auf Grund von Mikrofaunen in den höheren Argilloscisti und im Antola-Alberese in der Nähe des Arbeitsgebietes diese in die Kreide.

BEHRMANN 1958 übernimmt im wesentlichen die Anschauungen von SCHNEIDER und TEICHMÜLLER. Für die besonders intensive, oberflächennahe Tektonik der Zone Sestri - Voltaggio macht er Diapire des salinaren Anteils der Trias verantwortlich. Als Grund für die starke Abnahme der Metamorphose führt er den "Basalschutz der nach Norden abtauchenden Caporalino-Schwelle" als Möglichkeit an. Durch das Mächtigerwerden des Sedimentmantels soll es zum Abklingen der Metamorphose kommen.

SEGRE sieht 1958 in der Zone Sestri - Voltaggio eine "alt-apenninische infrastruktural reflektierte Scheitelzone im Sinne KOBER, KRAUS u.a.". Durch Echolotmessungen weist er die untermeerische Fortsetzung des Polceveratales nach. Er sieht in dieser Nord - Süd-verlaufenden Rinne die submarine Fortsetzung der Linie Sestri - Voltaggio.

M.RICHTER 1960 lehnt einen Übergang der Ligurischen Alpen in den Nordapennin ab. Er spricht von einem eigenständigen Ligurischen Trog zwischen Hochpenninikum und Südalpin, der im alpinen Bereich zum Unterostalpin Graubündens wird, aber in diesem keine Fortsetzung findet. Für die Annahme eines Deckenbaus sieht M. RICHTER keine Notwendigkeit, da die gegebenen Erscheinungen durch den im Apennin häufigen Fazieswechsel, die Diapirfaltung der Argille und die zahlreichen lokalen Überschiebungen hinreichend geklärt werden können.

3.0 Stratigraphie

Petrographie und Schichtfolgen der Gruppe von Voltri und der Zone Sestri - Voltaggio sollen getrennt behandelt werden. Trotz mancher Gemeinsamkeiten sind sie zwei tektonisch scharf von einander geschiedene, in sich geschlossene Einheiten.

3.1 Stratigraphie des Ostteils der Gruppe von Voltri

3.11 Die Ophiolithe

Die Gruppe von Voltri wird überwiegend aus basischen und ultrabasischen magmatischen Gesteinen zusammengesetzt. Vor allem sind es Serpentinit, Peridotit, Gabbro und Kontaktgesteine. In untergeordnetem Maße eklogitähnliche Gesteine, die keine Verwandtschaft oder Übergänge zu den den anderen magmatischen Gesteinen aufweisen, und deren Herkunft im Untersuchungsgebiet noch ein Rätsel ist.

In der Altersfolge bestätigen sich auch hier die Ansichten von STEINMANN 1927. Allerdings erscheint es möglich, daß wenigstens zwei Magmenschübe vorliegen, wie weiter unten näher ausgeführt wird.

Der Serpentinit ist, wie allgemein angenommen, höchst wahrscheinlich durch Hydratisation aus Peridotit entstanden.

3.111 Peridotit

In dem gewaltigen Serpentinitmassiv nordwestlich von Genua findet sich nur noch sehr selten ursprünglich erhaltener Peridotit. Das größte Vorkommen im Untersuchungsgebiet liegt in der Gipfelpartie des Mt. delle Figne, der höchsten Erhebung des östlichen Teiles der Gruppe von Voltri. Auch sonst tritt der Peridotit bevorzugt in den höheren Lagen des Serpentinitstockes auf. Weitere Vorkommen des Untersuchungsgebietes liegen auf dem Kamm, der den Mt. delle Figne mit dem Mt. Tobbio verbindet. Auch hier bildet dieses Olivingestein Härtlinge in dem weicheren Serpentinit. Auffallend ist es, daß im südlichen Teil der Gruppe von Voltri der Peridotit völlig fehlt.

Die Vorkommen sind im allgemeinen rundlich, während sich der Peridotit vom Gipfel des Mt. delle Figne in Form langer Zungen in den Serpentinit hineinschiebt.

Der Peridotit ist meist rötlichgrau bis braungrau angewittert und fällt durch seine außerordentlich rauhe Oberfläche auf. Diese kommt durch die Herauspräparierung der Diallage des Peridotits durch die Verwitterung zustande. Im Gelände treten die Peridotitpartien durch ihre rötliche Farbe hervor. Aber oft zeigen auch pyroxenreiche Serpentinite ähnliche Tönungen.

Die Anschlagflächen sind schwarzbraun, aber auch dies ist nicht die Eigenfarbe des frischen Gesteins, da es stets auf schon leicht angewitterten Rißflächen dem Schlag nachgibt. Das typische Grün des Olivins ist nur selten zu beobachten.

Unter dem Mikroskop ist folgender Mineralbestand zu erkennen: Große rundliche Olivine ruhen direkt neben bis zu einigen Millimetern langen Diallagkristallen. Beide, vor allem der Olivin, zeigen beginnende Serpentinisierung. Die den Spaltrissen folgenden Serpentinschnüre zeigen im Inneren stets Maghemitstreifen. Die sehr stark ausgeprägte Lamellierung des Diallags täuscht in kleinen Kristallen Orthopyroxen vor. In einzelnen Zwickeln findet sich ein restlos zersetztes, dunkelgraues Mineral, das eine völlig xenomorphe Form besitzt und in Aggregatdispersion auslöscht. Möglicherweise handelt es sich um einen restlos saussuritisierten Plagioklas. Als Erzanteil findet sich neben dem Maghemit und Rutil Chromit in rundlichen bis lappigen Formen.

Der Wechsel von Peridotit zu Serpentinit zeigt einen kontinuierlichen Übergang, der allerdings häufig innerhalb sehr kurzer Strecken erfolgen kann. Zuerst kommt es zu einer fast restlosen Serpentinisierung des Olivins, während besonders der Klinopyroxen noch in weiten Teilen des Serpentinitmassivs kaum angegriffen ist.

Das Altersverhältnis des Peridotits zum Serpentinit läßt sich nicht eindeutig erkennen. Sicher ist nur, daß die

große Masse des Serpentinits bestimmt älter oder höchstens gleichaltrig mit dem Peridotit ist, der ja in ihm steckt. Es wäre denkbar, daß der Peridotit nachträglich in den Serpentinit eingedrungen ist und später von der Verwitterung als Härtling herausgearbeitet wurde und sich deshalb heute bevorzugt in größeren Höhen findet. Durch die Annahme einer zweiten Peridotitintrusion ergibt sich für die oft zungenförmige Gestalt der Peridotitvorkommen eine Erklärung, ganz gleichgültig, ob die Umwandlung des ersten Peridotitschubes durch Autohydratisation, Metamorphose oder bei einer submarinen Intrusion stattfand.

Andererseits wäre es denkbar, und dafür spricht die meist größere Entfernung des Peridotits vom Rande des Serpentinitmassivs, daß die jetzt noch vorhandenen Peridotite nur Reste einer einheitlichen, den ganzen heutigen Serpentinitkomplex einnehmenden peridotitischen Intrusion sind. Durch die Hydratisation von den beiden Seiten und vielleicht entlang einiger tektonischer Flächen im Inneren wären nur kleine Peridotitreste etwa im Zentrum erhalten geblieben.

Die Frage, welcher von diesen beiden Deutungen der Vorzug zu geben ist, muß offen bleiben, weil auch die oben erwähnten Kontakte zwischen Serpentinit und Peridotit bei diesem Problem keine Aussage gestatten.

Für das Altersverhältnis des Peridotits zum Gabbro ließ sich im Untersuchungsgebiet selbst kein Anhaltspunkt finden. Dagegen beschreibt LOCHER aus einem Steinbruch am Torrente Arrestra (Cogoleto, westliche Gruppe von Voltri) einen Peridotit, der von Gabbrogängen und -Adern intrusiv durchsetzt ist. In diesem Fall ist der Gabbro also sicher jünger als der Peridotit. Diese Reihenfolge ist aber vielleicht nicht allgemein gültig, da auch für den Einschub des Gabbros die Möglichkeit mehrerer Generationen besteht.

Anzeichen für eine eher umgekehrte Reihenfolge bestehen zum Beispiel westlich der Casa Nenciane. Es treten nämlich neben den Peridotiten im Zentrum des Serpentinitmassivs merkwürdigerweise auch solche an dessen äußerstem Ostrand auf.

Sie finden sich an der gewaltigen Störung, die das Massiv von Voltri von der Zone Sestri - Voltaggio trennt (Linie Sestri - Voltaggio). An dieser generell N - S-verlaufenden tektonischen Grenze (westlich von ihr Serpentinit oder Schistes lustrés der Gruppe von Voltri, östlich von ihr Trias oder Lias der Zone Sestri - Voltaggio) sind Ophiolithe aufgedrungen, an der Casa Nanciane auch Peridotit.

Obwohl ein Gabbro in unmittelbarer Nachbarschaft des Peridotits bis zur völligen Schieferung durch die Tektonik beansprucht ist, zeigt der Peridotit und ein an ihn grenzender Olivingabbro selbst im Dünnschliff nur geringe Verformung oder Kataklase. Es wäre möglich hieraus den Schluß zu ziehen, daß Peridotit und Olivingabbro jünger als die Tektonik und damit auch jünger als der verformte Gabbro sind, und nur bei ihrer Intrusion den von der Tektonik vorgezeichneten Weg gegangen sind. Leider ist bei beiden Gesteinen nicht nachzuweisen, daß sie an Ort und Stelle intrudiert sind. Es kann sich auch um mitgerissene Schuppen aus dem Untergrund handeln, die zwar äußerlich zerbrochen sind, ihre innere Struktur aber natürlich besser erhalten konnten, als die fest im Gesteinsverband eingespannten Ophiolithe. In den meisten Fällen ist jedoch der Gabbro direkt an der Linie intrudiert, wie sich durch Kontaktgesteine mit dem Serpentinit nachweisen läßt. Mehrere Magmenschübe des Peridotits sind also wahrscheinlich, lassen sich aber nicht nachweisen. Der direkt an der Linie auftretende Peridotit zeigt das gleiche mikroskopische Bild wie der aus dem Zentrum des Serpentinitmassivs.

3.112 Serpentinit

Der Serpentinit ist das bei weitem häufigste Gestein der Gruppe von Voltri und bestimmt durch seine Unfruchtbarkeit den Landschaftstyp dieser Gegend.

In seiner äußeren Ausbildung wechselt der Serpentinit sehr stark, aber Dünnschliffe zeigen, daß es sich stets um die gleiche Mineralvergesellschaftung handelt. Ein besonderes Extrem ist die sehr weit verbreitete schiefrige Ausbildung des Serpentinits. Meist kommt es sogar noch zu einer

Fältelung der Schiefrigkeitsflächen, ein Phänomen, das für eine sehr starke tektonische Beanspruchung (Raumverkürzung) spricht. In besonders ausgeprägter Form findet sich dieser Typ am Mt. Priatecia und an der Bocca di Guana. Die Schiefrigkeitsflächen und mit ihnen die Fältelungsachsen fallen stets steil ein und Streichen vorwiegend in der N - S-Richtung. In dieser Ausbildung ragt der Serpentinit immer wieder zungenförmig aus dem nur schütteren Bewuchs hervor. Diese "Zungen" sind im Gegensatz zu der sonst meist dunkelbräunlich bis tiefgrünen Anwitterungsfarbe des Serpentinits oft wie "ausgebleicht" und zeigen eine hellgraue bis gelbgrüne Farbe. Von diesem schiefrigen Serpentinit sind alle Übergänge bis zu einem dichten, zähen, dunkelgrünen Typ mit splittrigem Bruch vorhanden. Das Auftreten der mannigfachen Varietäten des Serpentinits ist nur abhängig von der tektonischen Beanspruchung und bringt deshalb im allgemeinen keine Änderung des Mineralbestandes mit sich. Das mikroskopische Bild ist in allen Fällen das gleiche: Der Serpentin ist häufig, noch durch die Anordnung der Erze erkennbar, pseudomorph nach Olivin. Als Relikte, allerdings auch schon stark serpentinisiert, sind kleine Pyroxen- und Olivinreste erhalten. Außerdem ist relativ viel Erz (Magnetit und Hämatit) und untergeordnet Chlorit, Apatit und Epidot vorhanden. Der ganze Schliff ist stets von Erz überstäubt, aber auch Oktaederschnitte von Magnetit sind häufig. In tektonisch stärker beanspruchten Serpentiniten tritt der Erzanteil auch in langen ausgewalzten Zügen im feinkörnigen Serpentinit auf. Die Diallagrelikte zeigen fast stets undulöse Auslöschung. Maschenstruktur ist relativ selten zu beobachten. Die Textur ist meist schiefrig.

An Ruschelzonen im Serpentinit findet sich nicht selten Serpentinitasbest, der hier wohl sekundärer Entstehung ist. Besonders häufig tritt er am Mt. Taccone und an der Costa della Rondanina (südöstlich von S. Carlo) auf. Aktinolith, im Schliff von CRETTAZ beschrieben, kommt in sehr schöner strahliger Ausbildung in Individuen bis zu 10 cm Durchmesser in einem Ophicalzitbruch nordwestlich von Molini vor. Merkwürdigerweise tritt er hier immer innerhalb des mäch-

tig entwickelten Kalzits auf.

Auch in der Zone Sestri - Voltaggio finden sich zahlreiche kleine Serpentinitvorkommen, die meist flach auf die Sedimente geschoben sind. Außerdem kleben an fast allen Störungsflächen größere oder kleinere Serpentinitschuppen. Diese Vorkommen sind direkt an der Linie noch sehr häufig, nehmen aber gegen Osten kontinuierlich ab, und im östlichsten Teil des Untersuchungsgebietes fehlen sie ganz. Da die Serpentinite der Zone Sestri - Voltaggio denen der Gruppe von Voltri völlig entsprechen, sollen sie in dem Kapitel über die Stratigraphie der Zone Sestri - Voltaggio nicht noch einmal behandelt werden.

Häufig tritt der Serpentinit in einer intensiven Vermengung mit Kalk auf. Ein solches Gemenge wird unabhängig von Entstehung und Vorkommen als Ophicalzit bezeichnet. Es ist auch gleichgültig, ob es sich beim Karbonatbestandteil um sedimentären Kalk oder um Kalzit handelt. Ophicalzit wird im Untersuchungsgebiet sehr häufig beobachtet; er tritt an fast jedem Kontakt zwischen Serpentinit und beliebigen Sedimenten auf, wenn er auch meist auf einen recht kleinen Bereich beschränkt bleibt. CONTI 1954 führt in seiner Arbeit über die Entstehung der Ophicalzite drei Möglichkeiten ihrer Genese an:

1. tektonisch
2. metamorph
3. tektonisch und metamorph gemischt.

Für eine Entstehung von Ophicalzit, beziehungsweise Serpentinit, in größerem Maße durch Metamorphose aus Dolomit konnten im Untersuchungsgebiet keine Anhaltspunkte gefunden werden. In den seltenen Fällen nicht rein tektonischer Kontakte zwischen Dolomit und Serpentinit lassen sich diese zwanglos durch Intrusion des ultrabasischen Magmas oder durch die gemeinsame Epimetamorphose erklären. Im Abschnitt über die Zone Sestri - Voltaggio, in der diese Aufschlüsse liegen, soll näher auf das Problem eingegangen werden.

Die überwiegende Mehrzahl der im Untersuchungsgebiet anstehenden Ophicalzite ist aber auf jeden Fall tektonischer Natur. Meist sind es kleinere Vorkommen entlang tektonischer

Flächen jeder Art, vor allem wenn der Serpentinit gegen kalkiges Sediment stößt. Es handelt sich praktisch um eine Brekzie aus Serpentinit und Kalk, bei der Kalk meist gröbere und kantige Körper bildet, die von dem plastischeren Serpentinit umflossen erscheinen. Bei einer Fortsetzung der Tektonik nach der Verfestigung dieser Brekzie, entstanden zahlreiche Spalten und Klüfte, die mit Kalzit ausgeheilt sind. Hierdurch wird naturgemäß die Vermengung von Kalk und Serpentin noch intensiver. Tritt der Anteil des sedimentären Kalkes gegenüber dem Kalzit völlig zurück und durchzieht letzterer genügend dicht den Serpentinit, so wird aus dem sonst wertlosen Ophicalzit ein begehrtes und teures Ornamentgestein. Im Niveau I der Argilloscisti in der Zone Sestri - Voltaggio wird es in zahlreichen Steinbrüchen gewonnen, während es in dem zum Untersuchungsgebiet gehörenden Teil der Gruppe von Voltri ausgesprochen selten ist. Es konnten nur zwei Vorkommen im Bachbett des Rio San Martino gefunden werden. Das kleinere liegt unmittelbar am Fuß des großen Wasserfalls, dessen Steilwand von einer mit 60^{o} gegen W einfallenden Grünschieferplatte gebildet wird, die gegen E an die weichen Schistes lustrés grenzt. An dieser Nahtstelle, den Grünschiefer wohl als Leitlinie benutzend, sitzt eine kleine mit Kalzitadern dicht durchzogene Serpentinitschuppe. Dieser Grüngesteinskörper scheint ziemlich stark vererzt zu sein, denn die Kompaßnadel wird zu ihr hin sehr stark aus der Nord - Süd-Richtung abgelenkt, eine Erscheinung, die, wenn auch nicht so stark, an manchen anderen Stellen des Serpentinitmassivs zu beobachten ist.

Das größere Vorkommen dieses Schmuckophicalzits findet sich etwa 300 m bachabwärts vom Wasserfall. Hier ist der Ophicalzit, der eine etwa 50 m mächtige Linse bildet, auf beiden Seiten von mächtigen Epidot-Chlorit-Schieferpaketen umgeben. An beiden Seiten kleben allerdings zwischen dem Ophicalzit und dem Grünschiefer noch kleine Reste von Schistes lustrés, die wohl primär den Raum zwischen den beiden Schieferpaketen erfüllten. Etwa 100 m südlich vom Rio San Martino, ist, soweit es die dort sehr schlechten

Aufschlußverhältnisse erkennen lassen, der gesamte Raum zwischen den beiden Zügen des Epidotgesteins von Schistes lustrés erfüllt. Der Ophicalzit hat hier also wohl die Schistes lustrés tektonisch verdrängt, wobei er die widerstandsfähigen Epidot-Chlorit-Schiefer als Leitschiene oder Widerlager benutzte.

In diesem Teil des Rio San Martino wurde eine enge Verwachsung von Korund mit Talk, Chlorit, Erz und Serpentinit beobachtet. Das merkwürdige Gestein ist auf diese eine Stelle beschränkt.

Die im Untersuchungsgebiet anstehenden Ophicalzite lassen sich fast stets tektonisch deuten. Nur an wenigen Stellen deuten sich im Schliff Verdrängungen von Serpentinit durch Kalzit an. In den allermeisten Fällen ist der Erzanteil eines Ophicalzits streng an den Serpentinanteil gebunden. Tritt Erz auch im Kalzit auf, so zeigt es eine für den Erzanteil des Serpentinits typische Anordnung. Einzelne kleine Erzanhäufungen bilden die Maschenstruktur eines mehr oder weniger stark serpentinisierten Olivins nach. Hier liegt also eine Verdrängung des Magnesiumsilikats durch Kalzit vor.

Eine innerhalb der Gruppe von Voltri sehr häufige Varietät des Serpentinits ist der Diallagserpentinit, der bevorzugt in den zentral gelegenen Teilen auftritt. Es handelt sich um ein ultrabasisches Gestein, dessen Olivin-Gehalt fast restlos serpentinisiert ist, aber noch zahlreiche, große, gut ausgebildete Diallagkristalle aufweist. Diese wittern bevorzugt heraus und verleihen dem Gestein ein grobkörniges Aussehen und eine außerordentlich rauhe Oberfläche. Es findet sich vor allem im Gebiet des Mt. delle Figne, des Mt. Taccone und an der Costa della Rondanina, aber auch an zahlreichen anderen Stellen.

Dieses Gestein stellt zwar petrographisch einen Übergang zum Peridotit dar, ist aber in seinem Auftreten nicht unbedingt an ihn gebunden. Im Gebiet der Zone Sestri - Voltaggio fehlt es merkwürdigerweise vollständig.

Für eine Beantwortung der Frage nach dem Alter des Serpentinits, beziehungsweise der gesamten Ophiolithe der Gruppe von Voltri, lassen sich im Untersuchungsgebiet keine eindeutigen Anhaltspunkte finden. Auch LOCHER, der den größten Teil der Gruppe von Voltri bearbeitet hat, verweist bei diesem Problem auf die weiter im Westen liegende "Montenotte-Kleindecke" deren echte Radiolarite, die von STAUB und KEREZ dem Malm zugeschrieben werden, mit den Ophiolithen in Intrusionskontakt stehen.

Im Untersuchungsgebiet existieren in der Gruppe von Voltri zwar auch zahlreiche Kontakte zwischen Schistes lustrés und Ophiolithen, die aber wegen der intensiven Vegetation auf den Schistes lustrés nur recht selten gut aufgeschlossen sind. Hier handelt es sich ausschließlich um tektonische Kontakte, die allerdings häufig epimetamorph überprägt sind.

Außerhalb der Gruppe von Voltri finden sich, wenn auch keineswegs häufig, wahrscheinliche Primärkontakte zwischen Serpentinit und mesozoischen Sedimenten. Diese Kontakte werden im Abschnitt über die Zone Sestri - Voltaggio näher besprochen, hier sei nur erwähnt, daß das jüngste Gestein, welches eventuell noch eine thermische Beeinflussung durch den Serpentinit zeigt, die kalkig-tonigen Sedimente des Lias sind. Die Argilloscisti haben ausschließlich tektonische Kontakte zum Serpentinit und eine Altersgrenze nach oben liefert das Oligozänkonglomerat, das auf dem Serpentinit ruht und vorwiegend aus Serpentinitgeröllen besteht. Für die Intrusion stände also der gesamte Zeitraum vom Lias bis zum Oligozän offen. Auffallend ist es, daß die gröber klastischen Partieen der Argilloscisti und der Antola-Alberese-Basis mit einem Korndurchmesser bis zu 2 mm fast keine Grüngesteinskomponenten enthalten, sondern ganz überwiegend helle Gemengteile, die offensichtlich von sauren Magmatiten oder Metamorphiten stammen. Nur das Oligozänkonglomerat enthält noch in einem weit größeren Abstand von der Gruppe von Voltri viele und relativ große Serpentinitgerölle.

Aber auch durch diese Überlegungen läßt sich der Zeitpunkt

des Aufdringens des Serpentinits nicht näher einkreisen, denn nur wegen des Fehlens des Serpentinits in den Sedimenten der Kreide darf sicher nicht auf eine Intrusion des Serpentinits erst im Eozän geschlossen werden. Denn auch die Ophiolithe der Zone Sestri - Voltaggio, die mit ziemlicher Sicherheit in den Jura gehören, lieferten kaum Sedimentationsmaterial für die oben erwähnten Schichten.

Ein etwa eozänes Alter des Serpentinits erscheint auf jeden Fall sehr unwahrscheinlich, wenn auch aus diesem Zeitraum Serpentinit in der Toskana beschrieben wird. Weit wahrscheinlicher handelt es sich um einen initialen Magmatismus im Jura. Hierfür sprechen nicht nur die gleichalten ultrabasischen Gesteine in den Alpen, sondern auch das Alter der Ophiolithe der Zone Sestri - Voltaggio, die ebenfalls in diese Formation gestellt werden müssen.

3.113 Gabbro

Die Vorkommen des Gabbro schließen sich eng an das Serpentinitmassiv an. Entweder dringt der Gabbro innerhalb des Serpentinits auf, oder er liegt randlich an der Linie Sestri - Voltaggio. Gabbrovorkommen innerhalb der Zone Sestri - Voltaggio treten nur in ihrem Nordteil auf. Im Arbeitsgebiet selbst fehlen sie in dieser Region völlig.

Der Gabbro ist im allgemeinen sicher jünger als der Serpentinit, da er ihn durchbricht und einwandfrei in ihn intrudiert ist.

Die Größe der Gabbromassen schwankt zwischen kleinsten Vorkommen von nur wenigen hundert Quadratmetern mitten im Serpentinit, bis zu der drei Quadratkilometer einnehmenden Gabbrokuppel des Mt. Lecco, die an der Linie Sestri - Voltaggio Platz genommen hat.

Oft hebt sich der Gabbro, schon von weitem gut sichtbar, durch seine helle Farbe vom Serpentinit ab. Im Untersuchungsgebiet fällt besonders der Gabbro südlich des Prato del Gatto durch seine leuchtend weißen Steilwände auf.

Bezeichnend, gerade auch für dieses Vorkommen, ist die außer

ordentlich starke tektonische Beanspruchung, die dem Gestein oft eine schiefrige Textur verleiht. Pyroxen und Feldspat sind, schon mit bloßem Auge sichtbar, deutlich deformiert, und das Gestein ist gegenüber dem unbeanspruchten Gabbro merklich verfestigt. Aber nicht jede Beanspruchung führt zu einer Verfestigung, sondern weitaus häufiger ist eine Neigung zum Verfall längst Kluftflächen zu beobachten. Es findet sich kaum ein Gabbro, an dem die Tektonik nicht deutlich ihre Spuren hinterlassen hätte. Der ursprüngliche, grobkristalline Gabbro ist nur selten zu finden. Einmal ist er durch die Tektonik oft so stark geschiefert, daß die grobkristalline Beschaffenheit völlig verloren ging, zum anderen zeigt er oft an den Grenzen des Intrusionskörpers eine starke Abnahme der Kristallgröße. Besonders deutlich ist diese Abnahme am Nordrand des Mt. Lecco zu beobachten. Aber auch im Inneren der Gabbromassive ist ein oft sehr rascher Wechsel feinkörniger dichter Partien mit ausgesprochen grobkörnigen zu beobachten, die sich oft schlierenförmig durchdringen. Die feinkörnigen randlichen Partien lassen sich äußerlich kaum von einem Diabas unterscheiden. Der am Nordende des Mt. Lecco beginnende, Richtung NW-streichende Spilitzug, zeigt immer wieder grobkristalline, gabbroide Partien, die in Linsen- und Schlierenform in das sonst feinkörnige Gestein eingeschaltet sind. In ihrer Zusammensetzung entsprechen sie durchaus dem Gabbro des Mt. Lecco. Diese Beobachtungen legen es nahe, den Spilitzug mit dem an der Linie Sestri - Voltaggio intrudierten Gabbro zu parallelisieren.

Im grobkristallinen Gabbro ist Diallag an seinem Metallglanz und der typischen Färbung leicht zu erkennen. Die oft mehrere Zentimeter langen Pyroxenkristalle ruhen in einer milchig trübweißen, selten grünlichen, Grundmasse.

Unter dem Mikroskop sind die großen, fast stets zerbrochenen und undulös auslöschenden Diallage am auffallendsten. Fast stets zeigen die Pyroxene mehr oder weniger weit fortgeschrittene Uralitisierung, die an den Rändern und längst Spaltrissen einsetzt. Vor allem die stärker beanspruchten Gabbros aus dem Inneren der Gruppe von Voltri zeigen eine

fast restlose Umwandlung der Diallags.

Die Grundmasse ist kaum aufzulösen, sie entstand sicher aus dem Feldspatanteil des Gabbros, häufig ist sie noch ophitisch struiert. Der Plagioklas ist wahrscheinlich restlos saussuritisiert, oft von einem Filz von Zoisitnädelchen umgeben. Epidot ist selten, häufiger lassen sich kleine Hornblendenädelchen und Sericitschüppchen erkennen. In den Zwischenräumen sitzt Albit. Erz, wohl vor allem Magnetit und Hämatit, tritt zurück. Die Struktur des Gabbros ist ophitisch bis intergranular, seine Textur meist schiefrig.
Außer dem gewöhnlichen Gabbro wurde an einer Stelle auch ein tektonisch kaum beanspruchter Olivingabbro gefunden. Er steht ebenfalls direkt an der Linie Sestri - Voltaggio an, größere Massen dieses Gesteines fehlen aber. In einigen, nur wenige Quadratmeter umfassenden Aufschlüssen findet es sich am Südhang des Tales von Bc. Roncasco in Richtung Gallaneto. Die große Seltenheit dieses Gesteins ist auffallend, da es doch petrographisch etwa den Übergang zwischen den so sehr häufigen ultrabasischen Gesteinen und dem "Normalgabbro" darstellt. Makroskopisch sind metallisch glänzender Diallag und rundliche Olivine von ca. 0,5 cm Durchmesser, die in einer milchig weißen Grundmasse ruhen, zu erkennen. Unter dem Mikroskop ergibt sich das gleiche oben beschriebene Bild, mit Ausnahme des hinzukommenden stark serpentinisierten Olivins.

Die Gesteine der Grünschiefer-Fazies sollen bei den Schistes lustrés, mit denen sie wechsellagern besprochen werden.

3.114 Granat-Epidot-Hornblende-Fels

Im Serpentinit finden sich relativ selten, in nur kleinen Massen Gesteine eklogitähnlicher Zusammensetzung. Das größte im Untersuchungsgebiet aufgefundene Vorkommen, liegt am Kontakt zwischen Serpentinit und dem kleinen Gabbrostock zwischen Lago Lungo und der Bocca Guano.

Im äußerlich dunkelgrünen Gestein, das tiefbraun anwittert,

sind mit bloßem Auge die rötlichen Granate und viel Pyrit, beides in einer grünen Grundmasse schwimmend, zu erkennen.

Unter dem Mikroskop finden sich fast idiomorph ausgebildete Granate in einer Pflasterstruktur. Diese Kristalle haben einen Durchmesser von ca. 0,5 mm. Sie sind reich an Einschlüssen eines hoch lichtbrechenden Minerals, vermutlich Olivin. Undulös auslöschender Quarz findet sich auf Rissen im Granat. Die Grundmasse zwischen den roten Granaten wird von grüner Hornblende, Epidot, Chlorit und grünem Biotit gebildet. Untergeordnet treten Rutil, Apatit und Titanit auf. Stellenweise ist Muskowit neu gebildet worden.

Die zahlreichen Einschlüsse im Granat und dessen idiomorphe Gestalt deuten auf eine Entstehung durch Blastese und auf einen durch Metamorphose umgeprägten Mineralbestand. Über das Ursprungsgestein, die Herkunft und Entstehung dieses merkwürdigen Gesteins kann nichts ausgesagt werden.

Auch dieser Gesteinskörper zeigt meist eine schiefrige Textur. Die tektonische Beanspruchung erfolgte sowohl während der Genese, wie die Schiefrigkeit der Grundmasse und das Interngefüge in den Granaten es zeigen, als auch danach, da der Quarz auf Rissen im Gestein undulös auslöscht.

3.115 Kontaktgesteine

Zwischen allen hier besprochenen magmatischen Gesteinen bestehen sowohl untereinander, als auch gegenüber den Sedimenten der Gruppe von Voltri, zahlreiche Kontaktgesteine und Übergangsserien, die aber in der vorliegenden Arbeit nicht berücksichtigt werden können. Ihre Erforschung würde intensive petrographische Untersuchungen auf engstem Raum erforderlich machen.

3.12 Die Sedimente der Gruppe von Voltri

Sedimente haben nur einen relativ geringen Anteil am Aufbau der Gruppe von Voltri. Sie sind fast ausschließlich auf die Nord - Süd-streichende Zone von Turchino, die das

Serpentinitmassiv in eine östliche und eine westliche Hälfte trennt, und je einen schmalen Streifen längs der Küste und längs des Ostrandes beschränkt. Aber zum Teil sehr kleine Vorkommen finden sich weit verstreut in fast allen Teilen der Gruppe von Voltri. Den weit überwiegenden Anteil an diesen Sedimenten stellen, abgesehen von dem alles überlagernden Oligozänkonglomerat, die Schistes lustrés oder Calcescisti, wie sie in Italien genannt werden. Ältere Sedimente, nämlich Quarzite und Dolomite der unteren und mittleren Trias finden sich vergleichsweise äußerst selten. Alle Sedimente der Gruppe von Voltri ruhen auf den Ophiolithen, insbesondere dem Serpentinit, und sind allseitig von ihm umgeben. Eine Ausnahme machen nur die direkt auf den Gneisen und Graniten des Grundgebirges ruhenden Triassedimente bei Arenzano und Valosio.

3.121 Trias

Im Untersuchungsgebiet konnten nur an einer einzigen Stelle Quarzite innerhalb der Gruppe von Voltri nachgewiesen werden. Nach einem Vergleich mit den in der Zone von Turchino, in einigen Fällen in Verbindung mit Dolomiten und Kalken, auftretenden Gesteinen gleichen Typs, die in die untere Trias gestellt werden, ergab sich keine überzeugende Übereinstimmung. Dieser Quarzit wird deshalb erst mit den jurassischen Schistes lustrés, in denen er auftritt, und zu denen er wahrscheinlich auch zu rechnen ist, besprochen.

Auch höhere Trias fehlt im Untersuchungsgebiet innerhalb der Gruppe von Voltri völlig. Es sei denn, die Schistes lustrés-Fazies hätte hier schon in der Obertrias eingesetzt. Für einen solchen Fazieswechsel sprechen Aufschlüsse am Rio Mavasso, nördlich von San Martino. Hier treten in einem östlichen Nebenbach des Rio Mavasso, in allerdings ungeklärter tektonischer Lage, in mächtigen schwarz glänzenden Tonschiefern, von charakteristischem Schistes lustrés Aussehen, einzelne Bänke des typischen Rätkalkes, teilweise sogar mit der so charakteristischen Zweischalerbrekzie, auf. Schwarze Tonschiefer sind zwar auch in den

anderen Rätvorkommen der Zone Sestri - Voltaggio häufig, aber nie in der hier beobachteten Mächtigkeit, und mit so wenigen Lagen des blaugrauen Kalkes.

Das dem Untersuchungsgebiet nächste Vorkommen von Dolomiten der mittleren Trias innerhalb der Gruppe von Voltri liegt an deren äußerstem Nordrand bei den Case Ferrere, 1 km südlich vom Lago Lavagnina.

Eine Scholle, die in sich tektonisch stark beansprucht ist, ruht, dennoch in fast horizontaler Lagerung, hier inmitten des Serpentinits. Die tektonische Grenze zu dem ebenfalls sehr intensiv beanspruchten Serpentinit bilden wenige Zentimeter tiefdunkle, graphitische Tonschiefer und Kalke, in die sekundär zahlreiche Kalzitlagen eingeschaltet sind. Es folgen etwa 30 m grauer Dolomit in der aus der Zone Sestri - Voltaggio bekannten Ausbildung. Im Hangenden wird er von blauen Rätkalken abgelöst. Auch hier zeigt das Rät einen sehr großen Tonanteil. Gelbliche, gut in der Schichtfläche spaltende, serizitische Tonschiefer enthalten einzelne Lagen des blaugrauen Kalkes, z.T. mit Fossilhäcksel, und einzelne Rauchwacken-Einschaltungen. Typische Schistes lustrés sind nicht abgelagert worden oder durch die Erosion hier schon wieder restlos beseitigt.

Der Ablagerungsraum dieses Vorkommens ist mit einiger Sicherheit nicht an der Stelle ihres heutigen Auftretens zu suchen. Vermutlich drang das peridotitische Magma in die Schwächezone des oben erwähnten graphitischen Tones ein, gleichgültig ob es sich bei diesem um eine Einschaltung in den Hauptdolomit oder um einen Horizont im Raiblerniveau handelt, und trennte hier den Dolomit und das Rät von ihrem Untergrund. In der nachfolgenden tektonischen Hauptphase waren jetzt diese geringmächtigen Gesteine zu oberflächennah, um in die Tektonik mit eingespannt zu werden. Nur der liegende Serpentinit wurde geschiefert, während die Dolomitscholle frei auf ihm herumglitt und in sich tausendfach zerbrach, aber eine fast horizontale Lagerung behielt. Wegen der recht großen Ähnlichkeit mit der Trias der Zone Sestri-Voltaggio und dem Gegensatz zu der sehr viel spärlicheren Trias der Zone von Turchino,

muß der Ablagerungsraum dieser Scholle wohl ein gut Stück weiter im Osten oder Norden angenommen werden.

FRANCHI beschreibt 1917 aus dem Oligozänkonglomerat zwischen Casa Fregen und der Sturetta, etwa 5 km westlich des nächsten Triasvorkommen (Mt. Torbi) wohlgerundete Dolomitgerölle von bis zu 10 cm Durchmesser. Da, wie weiter unten dargelegt, das Oligozänkonglomerat fast ausschließlich Gesteinskomponenten seiner unmittelbaren Umgebung führt, muß eventuell auch in diesem Raum mit einem früheren Dolomitvorkommen in der Art des an der Casa Ferrere gerechnet werden, das der oligozänen Verwitterung aber restlos zum Opfer fiel. Die hier im Gegensatz zu den übrigen Vorkommen gerundeten Gerölle lassen allerdings auch einen weiteren Transport möglich erscheinen.

In der Zone von Turchino finden sich zwar noch relativ häufig Quarzite, die stets in die untere Trias gestellt werden, aber die Dolomite der mittleren Trias fehlen fast immer. Die Quarzite sind nur selten von kläglichen Resten kalkiger oder marmoriger Sedimente eingehüllt, die hier eventuell die mittlere Trias vertreten, während das Rät vielleicht schon in Schistes lustrés-Fazies vorliegt.

3.122 Schistes lustrés

Die Schistes lustrés sind fast durchweg Kalkglimmerschiefer, die wegen des etwas schwankenden Gehalts an Kalk beziehungsweise Ton und Quarz in ihrer Ausbildung wechseln. Ihre Farbe ist meist tiefschwarz mit ausgesprochen glänzenden Schieferigkeitsflächen, auf denen das Gestein leicht spaltet. Die seltenen fast kalkfreien Partien zeigen hellere, oft ins gelbliche gehende Tönungen.

Östlich der Casa Scotti (Varennatal) findet sich inmitten des Schistes lustres-Zuges eine schmale Linse von Quarziten. Leider ließen sich die genauen Lagerungsverhältnisse zu den Calcescisti nicht feststellen, denn der Hang ist mit Wiesen dicht bewachsen, und die einzigen Aufschlüsse liegen an einem schmalen Fußpfad.
Das Gestein ist außerordentlich gut gebändert, und zwar

wechseln Lagen eines trübweißen, reinen Quarzits mit schmalen dunkleren, die wohl auf eine rhythmische Verunreinigung des ursprünglichen Sandsteins zurückzuführen sind. Unter dem Mikroskop ergibt sich folgender Mineralbestand:

Die hellen Lagen bestehen ausschließlich aus pflasterstruiertem Quarz, der teilweise undulöse Auslöschung zeigt. Bei der Metamorphose sind die einzelnen Quarzkörner bis zur Erfüllung sämtlicher Hohlräume weitergewachsen, so daß heute ein sehr reiner und dichter Quarzit vorliegt. In den dunkleren Lagen tritt neben Quarz vor allem Epidot in länglichen, schichtparallel angeordneten Kristallen und Glaukophan auf. Die einzelnen Lagen im Gestein scheinen wegen ihres doch recht unterschiedlichen Chemismus der primären Schichtung zu entsprechen, und sind nur durch die Metamorphose entsprechend umgewandelt worden.

Eine weitergehende stratigraphische Untergliederung der Schistes lustrés ließ sich nicht durchführen. Einmal ist ihr flächenmäßiger Anteil am Untersuchungsgebiet relativ gering, und die Vorkommen wohl mehr oder weniger willkürlich tektonisch begrenzt. Zum anderen macht die Einförmigkeit dieser Schichten, die durch Metamorphose und Kleintektonik noch verstärkt ist, es in den meisten Fällen sogar unmöglich zwischen normaler und inverser Lagerung zu unterscheiden. Zudem sind die Aufschlußverhältnisse gerade im Bereich der Schistes lustrés außerordentlich ungünstig, da sich die gesamte Vegetation des Serpentinitmassivs auf die schmalen Zonen dieser Sedimente zu konzentrieren scheint.

LOCHER glaubt in der Zone von Turchino, die als einziges Gebiet für erfolgsversprechende Gliederungsversuche in Frage kommt, mit Vorbehalt eine grobe Gliederung gefunden zu haben. Auf die in der Nähe der Quarzite auftretenden Kalkmarmore folgt nach ihm eine karbonatarme Serie, die wiederum durch Kalkmarmore von einer oberen karbonatreichen Serie getrennt wird. Diese Gliederung mag in großen Zügen richtig sein, für eine Kartierung nach stratigraphischen Gesichtspunkten im Gelände kann sie nicht herangezogen wer-

den. Im Untersuchungsgebiet treten kalkreiche und kalkarme Serien immer wieder miteinander wechsellagernd auf, und mehr oder weniger mächtige Kalkmarmorbänke finden sich in fast allen Horizonten. Es handelt sich meist um Bänke im Meterbereich. Der Kalk ist grau und grobspätig und erhält bei der Verwitterung eine auffallend rauhe Oberfläche. Eine mächtigere Kalkfolge steht im Untersuchungsgebiet nur südlich unterhalb des Gipfels des Mt. Pesucco an, wo direkt auf dem Serpentinit eine etwa 15 m mächtige Kalkmarmorbank ruht, die hier die Basis der ganzen Serie zu bilden scheint.

3.123 Grünschiefer und Epidot-Ampnibolit

Die Schistes lustrés des Untersuchungsgebiets sind eng mit Grünschiefern vergesellschaftet. Deren zum Teil sehr mächtige Pakete folgen im allgemeinen streng dem Streichen und Fallen der Calcescisti. Im Anschlag zeigt das Gestein eine dunkelgrüne Farbe und eine sehr feine Bänderung im Millimeterbereich. In das Grün der Grundmasse sind immer wieder feine weiße Lagen eingeschaltet, die stets der gut ausgebildeten Bankung folgen, die ihrerseits planparallel zur äußeren Begrenzung und zum Schichteinfallen der Schistes lustrés verlaufen. Diese in ihrem Äußeren etwas variierenden Gesteine zeigen unter dem Mikroskop fast stets das gleiche Bild. In schiefriger Textur sind Glaukophan und Epidot in einer albitreichen Grundmasse angeordnet. Abgesehen vom Glaukophan treten kleine Hornblendennädelchen in der Grundmasse nur in wenigen Schliffen auf. In anderen sind noch mehr oder weniger chloritisierte Pyroxenreste enthalten, die zeigen, daß ein Orthometamorphit vorliegt.

Diese Gesteine sind je nachdem ob Hornblende-Nädelchen vorliegen oder nicht als Epidot-Amphibolite oder als Glaukophan-Epidot-Schiefer anzusprechen. Sie sind dem tief epizonalen bis flach mesozonalen Metamorphosebereich zuzuordnen. Ihr Ausgangsgestein waren wahrscheinlich Spilit- oder Diabaszüge, die den Schistes lustrés eingelagert waren.

Neben diesen Grünschiefern unterbrechen zahlreiche größe-

re und kleinere Serpentiniteinschaltungen scheinbar wahllos die Schistes lustrés. Der Kontakt Calcescisti - Serpentinit ist aber, wie schon oben erwähnt, fast immer rein tektonisch. Sehr häufig ist zwar im engsten Grenzbereich der beiden Gesteine eine recht intensive Ophicalzitbildung, die sicherlich nicht immer rein tektonisch zu erklären ist, nicht zuletzt weil eine enge Verzahnung bis in den mikroskopischen Bereich vorliegt. Es darf aber nicht vergessen werden, daß Serpentinit und Schistes lustrés höchst wahrscheinlich gemeinsam der Epimetamorphose unterlagen, und so kleinere thermische Angleichungen auch bei ursprünglichen tektonischen Kontakten leicht zu erklären sind. Es läßt sich also nicht entscheiden, ob sehr schwache primäre Kontakte, oder nur tektonische, die metamorph überprägt sind, vorliegen.

3.124 Das Alter der Schistes lustrés

Aus dem Gesagten läßt sich für das Untersuchungsgebiet keine bindende Aussage über das Altersverhältnis Serpentinit - Schistes lustrés machen. Es muß aber wohl doch angenommen werden, daß der Serpentinit jünger, oder höchstens gleichaltrig mit den Calcescisti ist. Das Alter der Schistes lustrés wird hier, wie von allen Bearbeitern der letzten fünfzig Jahre, als jurassisch angenommen. Für dieses Alter sprechen neben der großen Übereinstimmung mit den Schistes lustrés der Alpen auch die Belemnitenfunde ROVERETO's bei Mele in der Zone von Turchino. Allerdings ist die Altersgrenze weder nach unten noch nach oben festgelegt. Wie weiter unten gesagt, könnten auch Teile der Trias in Schistes lustrés-Fazies vorliegen, aber auch ob und wie weit die Calcescisti-Entwicklung noch in die Kreide reicht, läßt sich nicht entscheiden, denn auch in der Zone Sestri - Voltaggio liegt ja die Kreide in Form der tonig-kalkigen Sedimente, den Argilloscisti, vor.

Lithologisch entsprechen die Schistes lustrés der Gruppe von Voltri den Lias-Kalktonschiefern der Zone Sestri - Voltaggio. Auch diese haben Einlagen basischer Intrusiva,

zeigen allerdings im allgemeinen eine etwas geringere Metamorphose. Die Bereiche des Auftretens dieser beiden Gesteine grenzen im Kartenbild an der Linie Sestri - Voltaggio aneinander. Diese gewaltige Störung, an deren Rand die mit heraufgeschleppte Trias die Calcescisti von den Lias-Kalktonschiefern trennt, führte immer wieder zu der Annahme, daß an dieser Stelle zwei grundverschiedene Schichtfolgen unvermittelt nebeneinander lägen. Auch die gegen Osten generell abnehmende Metamorphose unterstützt diesen Eindruck.

Dort wo Schistes lustrés und Lias-Kalktonschiefer nicht durch die Trias getrennt sind, ist eine Unterscheidung dieser beiden Sedimente nicht möglich. Diese Stellen sind allerdings aus tektonischen Gründen selten. Besonders gut läßt sich diese Konvergenz in der Gegend um Cafarella beobachten. Die Linie Sestri - Voltaggio zeigt hier weder einen großen Triasaufbruch, noch die Intrusion eines Gabbros. Nur einige Brocken einer tektonischen Dolomitbrekzie und vereinzelte Rauchwacken dokumentieren hier am westlichen Ortsende von Cafarella die große Störung. Aber auch östlich dieser Linie finden sich genau die gleichen Calcescisti mit demselben Grad der Metamorphose, die ganz allmählich in den normal entwickelten Lias der Zone Sestri - Voltaggio übergehen. Bezeichnenderweise wurde daher in diesem Gebiet die Grenze zwischen Lias-Kalktonschiefern (auf der Carta Geologica d'Italia noch als Argilloscisti, Kreide, bezeichnet) und den Schistes lustrés von den einzelnen Autoren an verschiedene Stellen gesetzt. Ähnlich liegen die Verhältnisse im Gebiet des Oberlaufes des Rio Mavasso. Calcescisti, die teilweise Lagen des typischen Rätkalkes führen, gehen ohne scharfe Grenze in Lias-Kalktonschiefer über. Leider sind die Aufschlußverhältnisse gerade hier sehr ungünstig, so daß diese Zusammenhänge nicht näher untersucht werden konnten. Aus den beiden genannten Gründen, zu denen noch eine sehr intensive Tektonik kommt, liegt hier die einzige Stelle des Arbeitsgebiets, an der der Verlauf der Linie Sestri - Voltaggio nicht eindeutig erkannt werden konnte und sie deshalb etwas willkür-

lich festgelegt werden mußte. Ein direktes Nebeneinander zwischen Calcescisti und Lias findet sich dann noch an dem nördlichsten Schistes lustrés-Vorkommen, östlich des Mt. Priatecia. Auch hier fällt eine Entscheidung über die Zugehörigkeit und die Grenzziehung schwer.

Auch die von CRETTAZ 1955 aufgeführte Bündnerschiefer-Teilschuppe seiner Vaccarezza - Mt. Pesucco-Schuppe an der Casa Nenciane führt zu der Annahme der Identität von Calcescisti und Lias-Kalktonschiefern. In Richtung Osten zeigt sie einen einwandfreien Übergang zu den Sedimenten des Lias, von deren Normalausbildung sie sich nur durch einen höheren Grüngesteingehalt und etwas stärkere Metamorphose abhebt. Durch Verwitterungsschutt ist dieses Gestein von dem übrigen Anstehendem seiner Umgebung abgetrennt. In unmittelbarer Nachbarschaft (bis 200 m Entfernung) finden sich ausschließlich Rät, Liaskalk und Gabbro, der an der Linie Sestri - Voltaggio eingedrungen ist.

Schon TERMIER und BOUSSAC und später SCHNEIDER und TEICHMÜLLER vertraten ein Abklingen der Metamorphose des Calcescisti in Richtung Osten. Allerdings setzten diese Autoren die Lias-Kalktonschiefer mit den Argilloscisti gleich, die erst weiter im Osten auftreten und kretazisches Alter besitzen.

Die Argilloscisti entsprechen also nicht generell den Schistes lustrés, ihre Petrographie ist zwar ähnlich, aber in vielen Punkten doch erheblich von der der Lias-Kalktonschiefer abweichend. Es besteht aber trotzdem, wie schon weiter oben ausgeführt, die Möglichkeit, daß den höchsten Teilen der Schistes lustrés die tieferen Lagen der Argilloscisti entsprechen könnten. Nur die sehr mächtigen, völlig kalkfreien Partien lassen sich mit Sicherheit nicht mit den Schistes lustrés parallelisieren.

Auf dem Serpentinit der Gruppe von Voltri ruht an vielen Stellen flach gelagertes Oligozänkonglomerat. Da dieses Gestein posttektonisch über sämtliche Einheiten transgrediert ist, wird es im Abschnitt über die Stratigraphie der Zone Sestri - Voltaggio behandelt.

3.2 Die Stratigraphie der Zone Sestri - Voltaggio

Östlich der Linie Sestri - Voltaggio stößt unvermittelt eine vielfältige Schichtfolge gegen die eintönigen magmatischen Gesteine der Gruppe von Voltri mit ihren spärlichen Sedimentresten. In der Literatur (STAUB, TEICHMÜLLER & SCHNEIDER, KOBER, CRETTAZ u.a.) wird das Gebiet bis östlich dieser Linie bis zum Westrand des Apenninflyschs "Zone Sestri - Voltaggio" genannt. Sie zeichnet sich gegenüber den umliegenden Gebieten durch eine umfassendere Schichtfolge, vor allem durch das Auftreten geschlossener Trias- und Jura-Profile aus.

Die vielfach verwendete Bezeichnung "Schuppenzone" von Sestri - Voltaggio setzt eine bestimmte tektonische Entstehung voraus, eine Annahme, deren Richtigkeit durchaus nicht über jeden Zweifel erhaben ist. Aus diesem Grunde ist der neutrale Name "Zone" Sestri - Voltaggio vorzuziehen. In dieser Arbeit wird unter dem Begriff Zone Sestri - Voltaggio das Gebiet zwischen der Linie Sestri - Voltaggio und dem Beginn der Unterkreideserien verstanden. Da als höchstes Glied des Jura die Radiolarite angesprochen wurden, bilden diese auch die Ost-Grenze der Zone Sestri - Voltaggio. Die Stratigraphie dieser Zone ist wegen der durch die Metamorphose bedingten Fossilarmut noch recht umstritten.

Im Untersuchungsgebiet erwies sich die Gliederung des Mesozoikums dieser Gegend, die 1942 von STAUB erkannt, und von CRETTAZ 1955 noch näher definiert worden ist, mit Einschränkung als in großen Zügen richtig und durchführbar.

3.21 Trias

Das für die Zone Sestri - Voltaggio charakteristischste Sediment sind die Dolomite der Trias. Durch Fossilien belegt ist ausschließlich das Rät, während der große Dolomitkomplex keine Fossilien erbrachte. Sandsteine oder Quarzite der unteren Trias fehlen in der ganzen Zone Sestri-Voltaggio. Dagegen wird aus dem Nordteil der Zone von H. IBBEKEN ein nur wenige Quadratmeter umfassendes Vorkom-

men von grünen Schiefern in Verbindung mit stark verschiefertem, roten Quarzporphyr beschrieben. Die genauen Lagerungsverhältnisse sind wegen der schlechten Aufschlüsse noch nicht geklärt, aber in Analogie zu der Stratigraphie des Südalpin und des Briançonnais müssen diese Schiefer mit Quarzporphyr in das Oberperm gestellt werden.

Ob die inmitten der Schistes lustrés gefundenen spärlichen Quarzite am Ostrand der Gruppe von Voltri in die untere Trias gestellt werden dürfen, muß bezweifelt werden. Die Gesamtmächtigkeit der Trias der Zone Sestri - Voltaggio wird von verschiedenen Autoren mit 200 - 250 m angegeben. Sie muß aber wohl doch wesentlich mächtiger angenommen werden.

Die Trias tritt fast nur im unmittelbaren Kontakt mit dem Serpentinitmassiv, längs der Linie Sestri - Voltaggio auf. Fast geschlossen folgen dieser Linie schmale und oft zerrissene Triasbänder. Hin und wieder kommt es auch zu größeren Triasaufbrüchen, die aber auch stets in ihrer Längserstreckung an dieser Störung kleben. Nur die Trias von Isoverde macht hier eine Ausnahme.

Die größeren Triasvorkommen des Untersuchungsgebietes sind von Süden nach Norden: Bric del Gazzo, Mt. Torbi, San Martino und das größte Vorkommen der gesamten Zone, die Trias nördlich von Isoverde.

3.211 Der Dolomitkomplex

Schon in der Trias beginnt die durch die Fossilarmut bedingte Problematik der Stratigraphie der Zone Sestri - Voltaggio. Es lassen sich nur zwei Serien klar von einander trennen, sicheres, fossilbelegtes Rät und der mächtige Dolomitkomplex. Das Rät ist das natürliche Hangende des Dolomits. Im Dolomit wurden keine bestimmbaren Fossilien gefunden. Sein Liegendes erreicht leider an keiner Stelle die Erdoberfläche, so daß eine Alterseingrenzung des Dolomits nicht möglich war. Seine maximale Mächtigkeit zeigt sich im südlichsten Vorkommen, etwa in der Höhe

der Madonna del Gazzo. An dieser Stelle muß mit einer Mächtigkeit des Dolomits von wenigstens 600 m gerechnet werden. Um dieser gewaltigen Mächtigkeit aus dem Wege zu gehen, oder zur Stützung tektonischer Hypothesen ist in der Literatur mehrfach der Versuch gemacht worden, die steil bis seiger einfallenden Schichten als eine Antiklinale zu deuten, deren Umbiegung der Erosion zum Opfer gefallen ist (ROVERETO, SCHNEIDER u. TEICHMÜLLER, CRETTAZ). Diese Deutung ließ sich aber nicht aufrecht erhalten, da weder stratigraphische Wiederholungen auftreten, noch Untersuchungen des geopetalen Gefüges einen Wechsel in der Lagerung anzeigen.

Im geschlossenen ungestörten Profil läßt sich der Dolomitkomplex in drei Serien aufteilen, die im folgenden besprochen werden sollen. Für die Kartierung konnte diese Gliederung nicht verwertet werden, da im kleinen Einzelaufschluß die Entscheidung über die Zugehörigkeit zu einer dieser drei Serien nicht mit Sicherheit zu treffen ist.

3.2111 1. Dolomitserie

Die Basis der untersten, oder 1. Serie, wird von grobzuckerkörnigen Dolomiten aufgebaut. Ihre der Verwitterung ausgesetzte Oberfläche ist hellgrau, frische Schlagflächen zeigen dagegen eine bedeutend dunklere Tönung. Das Gestein besitzt eine sehr gut entwickelte Bankung, die um 40 cm schwankt. Gegen das Hangende wird der Dolomit zunehmend feinkörniger. Die vereinzelt auftretenden Schalenreste sind völlig umkristallisiert und ließen sich nicht bestimmen. Die Serie erreicht eine Mächtigkeit von 250 bis 300 m. Typlokalität für sie sei der Weg von der Madonna del Gazzo zum Mt. Spassoja. Außer in diesem südlichsten Triasvorkommen tritt diese Serie im Untersuchungsgebiet nicht mehr auf. In der Trias nördlich von Isoverde stehen eventuell ihre höchsten Partien noch unter den Sedimenten der Serie 2 an. Mit Sicherheit läßt es sich nicht entscheiden, da das in Frage kommende Gebiet nur tektonisch restlos zertrümmerten Dolomit zeigt.

3.2112 2. Dolomitserie

Die 2. Serie wird von einem ebenfalls hellgrauen, aber dichteren und splittrig brechenden Dolomit eingeleitet. Für ihn ist es charakteristisch, daß die zahllosen feinsten Sprünge, die ihn durchziehen, durch dünne Kalzithäutchen verheilt sind. Dieser Dolomit täuscht oft eine schwache Reaktion mit verdünnter Salzsäure vor. Das Gestein ist nicht mehr so regelmäßig gebankt und auch in der Zusammensetzung Schwankungen unterworfen. Der Tongehalt hat gegenüber den fast reinen Dolomiten der Serie 1 erheblich zugenommen. Der Tongehalt dokumentiert sich in den hellbraunen Tonhäutchen, die beim angewitterten Dolomit nach der Auflösung der obersten Teile zurückbleiben. Typisch für diese Gesteine ist ihr oft fleckiges Aussehen. Zuerst sind diese Flecken, die dem Gestein ein unregelmäßiges Äußeres geben, dunkel gegenüber dem helleren Grundton. Noch weiter zum Hangenden werden sie teilweise rötlich, wobei sich diese Färbung zuerst ausschließlich auf die angewitterte Oberfläche beschränkt. Es folgen einzelne Lagen eines zuckerkörnigen, völlig rötlich eingefärbten Dolomits zwischen den grauen, dichten Dolomiten. In diesem Niveau sind außerdem Rauchwacken (einzelne Bänke im Meterbereich) und selten sogar wenige Zentimeter mächtige Lagen eines grauen Gipses eingeschaltet. Zwischen den rötlichen Dolomiten fallen schmale Bänder grünen Tons auf. Dieses intensiv gefärbte Gestein schiebt sich unvermittelt und regellos zwischen zwei Dolomitbänke, zeigt aber keinerlei Übergang zu diesen. Der sehr reine Ton zeigt im allgemeinen keine Schieferung, obwohl er ziemlich verfestigt ist; sein Bruch ist ausgesprochen scherbig. Im Naturaufschluß ist dieses Gestein kaum aufzufinden, da es zwischen den bedeutend widerstandsfähigeren Dolomiten völlig zurücksteht. Nur durch kleine Schürfe zwischen einzelnen Dolomitbänken konnte dieses Gestein auch außerhalb der Steinbrüche nachgewiesen werden. Die besten Aufschlüsse für diesen grünen Ton finden sich in den großen Steinbrüchen des Chiaravagnatales. Der für die gesamte Serie 2 typischste Aufschluß liegt im Kern des

großen Ost - West-gerichteten Triasaufbruchs nördlich von Isoverde im Bachbett des Rio d'Iso, das allerdings nur nach längerer Trockenheit gangbar ist. Im Nordteil finden sich gerade noch die Übergänge von den feinzuckerkörnigen Dolomiten der tiefsten Serie. Auf diese folgen im bunten Wechsel die oben beschriebenen Schichten. Vor allem die Gipslagen sind tief ins Anstehende hinein ausgewaschen. Die an wenigen Stellen recht intensiv gefärbten Schichten dürfen nicht darüber hinwegtäuschen, daß auch an dieser Serie einfacher, grauer Dolomit mit über 90 % den bei weitem größten Anteil hat, während die übrigen Gesteine nur den Charakter von Einschaltungen haben.

Auch am Mt. Torbi treten die Gesteine der Serie 2 auf. Der Gipfel dieses Berges wird aus den tonreichen Dolomiten mit zum Teil rötlichen Flecken gebildet. Rauchwacken finden sich an dem Weg nach Lencisa, der zwischen den beiden Gipfeln hindurch läuft.

Die Serie 2 hat eine Mächtigkeit zwischen 50 und 100m.

3.2113 3. Dolomitserie

In der obersten oder 3. Dolomitserie treten diese Einschaltungen und vor allem der rötliche Farbton wieder zurück und es folgen noch einmal 250 bis 300 m eintöniger, grauer Dolomite. Von den Gesteinen der Serie 1 heben sie sich durch die etwas dunklere Farbe und den im allgemeinen höheren Tongehalt ab. Im mittleren Teil dieser Serie treten sogar tiefschwarze, zuckerkörnige Dolomite auf (z.B. in der Nähe der kleinen Kapelle am Mt. Carlo), die allerdings geringmächtig sind.

Der Dolomit ist sehr gut gebankt, meist im Bereich von 50 cm bis 1 m. Die Partien im Hangenden des oben erwähnten tiefschwarzen Dolomits zeigen eine sehr charakteristische Bankung in Abständen von 20 cm, bei der jeweils hellere Lagen mit dunkleren abwechseln.

Die in der Serie 2 nur sehr vereinzelt und in ganz geringer Mächtigkeit auftretenden Lagen reinen, grünen Tons werden gegen das Rät immer häufiger und mächtiger. Die nach oben

letzte Lage findet sich etwa 15 m unterhalb des Räts und hat eine Mächtigkeit von circa 10 cm. Die mächtigste Lage mit etwa 30 cm liegt 15 m tiefer. Diese beiden Horizonte wurden in der Trias nördlich von Isoverde oberhalb des Weges Pietra Lavezzara - Mt. Carlo zuerst entdeckt und dann am Mt. Torbi und in den Steinbrüchen im Chiaravagna-Tal wiedergefunden. In diesen wundervollen künstlichen Aufschlüssen ist zu erkennen, daß neben den beiden mächtigeren Lagen des grünen Tons, sich herab bis zur Serie 2 immer wieder schmale Partien dieses intensiv gefärbten Gesteins zwischen einzelne Dolomitbänke schieben. Meist sind es nur ein oder zwei Zentimeter, in den höheren Lagen erreichen sie aber auch größere Mächtigkeiten. In der 30 cm-Lage tritt neben dem grünen Ton auch ein dunkel blaugraues Gestein auf, das eine sehr dicke Verwitterungsschale zeigt. Im Schliff erweist es sich ebenfalls als ein sehr reiner und feiner Ton.

Die Serie 3, vor allem ihr oberster Teil, wird in zum Teil sehr großen Steinbrüchen bei Isoverde, San Martino und noch wichtiger bei Sestri Ponente am Mt. del Gazzo als Straßenschotter und Betonzuschlag abgebaut. Das graue, scharfkantig brechende Gestein ist fast stets in sich völlig brecciös und durch feine Kalzitüberzüge wieder verheilt. Diese täuschen, wie bei Serie 2, eine Reaktion des Dolomits mit Salzsäure vor.

Der Übergang zum Rät ist im aufgelassenen Steinbruch an der Straße nach Cravasco oberhalb der letzten Haarnadelkurve bei Isoverde sehr schön aufgeschlossen. Etwa 30 m unterhalb der schwarzen Rättons chiefer findet sich die oben beschriebene 30 cm-Lage grünen Tons. Sie steckt noch in einer mächtigen Folge einheitlich grauen Dolomits mit im allgemeinen 1 m - Bänken. Sie wird durch einen grauen, leicht rötlich anwitternden Dolomit abgelöst, der 20 cm-Lagen bildet und dadurch zu Spezialfalten fähig ist. Diese Zone ist etwa 20 m mächtig, es folgt noch einmal auf wenige Meter dickbankiger grauer Dolomit, der ohne jeden Übergang von schwarzen Tonschiefern abgelöst wird. Auf diese folgen, zuerst in Form von Einschaltungen, die typisch

blaugrauen Rätkalke. An mehreren Stellen im Bereich des Mt. Torbi konnten wenige Meter unterhalb des Räts in den Dolomiten 3 - 10 m mächtige Rauchwacken und Zellendolomite nachgewiesen werden. In einem etwas tieferen Niveau treten Rauchwacken in dem kleinen Triasvorkommen westlich von Cravasco und an der Trias der Bric del Gazzo zwischen Casa Carugo und Casa Cuscella auf. Auch in allen übrigen Vorkommen der oberen Dolomitserie finden sich vereinzelt in verschiedenen Niveaus Rauchwacken. Diese sind offensichtlich nicht streng horizontgebunden, wohl aber in den höchsten Teilen des Dolomits besonders häufig. Zusammen mit dem Auftreten des grünen Tons, der ja auch diesen Bereich innerhalb des Dolomitkomplexes bevorzugt, können sie als ein Anzeichen von Landnähe oder sehr flacher Wasserbedekkung gewertet werden.

Häufig finden sich in der oberen Serie Lagen mit Fossilresten; eine Bestimmung dieser Bruchstücke ist aber unmöglich, da sie immer restlos umkristallisiert sind.

Merkwürdig ist eine, von ROVERETO schon 1894 beschriebene, stellenweise Metasomatose des Dolomits durch Siderit, die aber nirgends zur größeren Anreicherung von Eisenkarbonat führt.

Die obere Dolomitserie bildet die Hauptmasse und Gipfel der Trias nördlich von Isoverde, die Trias von San Martino und hat auch wesentlichen Anteil an den Vorkommen von der Madonna del Gazzo und des Mt. Torbi. Außerdem bildet sie die zahlreichen kleinen Triasaufbrüche längs der Linie Sestri - Voltaggio.

In der Literatur werden von REPOSSI 1919 folgende Fossilien aus den Dolomiten der Madonna del Gazzo beschrieben:
Macrodus songavatii Stopp. sp.
Myophoria caroli rivai Tomm.
Myophoria cfr. picta Leps.
Myophoria cfr. balsami Stopp.
Myoconcha cornalbae Stopp. sp.(?)
Loxonema sp. (?)
Diploporen beschrieben DE STEFANI, ROVERETO und FRANCHI

aus demselben Vorkommen, SACCO 1891 Gyroporella vesciculiferia Gümb. ebenfalls aus dem Dolomit der Madonna del Gazzo. Leider ist diese Fossilfülle sämtlich verloren gegangen und trotz intensiver Suche und guter Aufschlüsse konnte in den angegebenen Horizonten kein bestimmbares Fossil gefunden.

Da sichere und bestimmbare Fossilien fehlen, bleibt für eine Altersdeutung des Dolomitkomplexes nur der lithologische Vergleich mit fossilbelegten Triasserien. Das fossilbelegte Rät, das ohne Schichtlücke aus dem Dolomitkomplex hervorgeht, bildet den einzigen sicheren Anhaltspunkt. Die höheren Teile des Dolomitkomplexes sind also ohne Zweifel als Nor anzusprechen, sie liegen ja auch in der typischen Ausbildung des Hauptdolomits vor. Es ist nur die Frage, ob der gesamte Dolomitkomplex zum Nor zu rechnen ist, oder ob die mittlere Serie mit ihren eher spärlichen Rauchwacken und Gipsen und den rötlichen Farbtönen als ein Äquivalent des Raibler Horizonts des Karn betrachtet werden kann und für die tieferen Dolomite dann ein Alter von Anis - Ladin angenommen werden muß. In zahlreichen Profilen der Alpen liegt ja das Anis - Ladin ebenfalls in dolomitischer Entwicklung vor.

Für den alpinen Hauptdolomit wären zwar 600 m durchaus keine ungewohnte Mächtigkeit, aber im vorliegenden Fall erscheinen sie dennoch nicht wahrscheinlich. Dagegen spricht die unterentwickelte oder gar fehlende mittlere und obere Trias in der benachbarten Gruppe von Voltri und das wiederholte Auftreten von Toneinschaltungen und Rauchwacken, die auf Sedimentationsunterbrechungen deuten und demnach eine geringmächtigere Serie erwarten lassen.

3.212 Rät

Viel mannigfacher als der monotone Dolomitkomplex sind die Schichten des Rät. Der oben beschriebene direkte Übergang vom Nor zum Rät findet sich nur relativ selten, da die schwarzen Tonschiefer an der Grenze zwischen diesen Serien immer wieder als Abscherungsfläche dienten. Oft fanden allerdings auch nur relativ geringfügige Verschiebungen

statt, auf jeden Fall wird fast jedes Norvorkommen randlich von Rät begleitet. Die Grenzziehung zwischen diesen beiden Straten erfolgte nach rein lithologischen Gesichtspunkten und wurde an den Beginn der schwarzen Schiefereinschaltungen gelegt, in der Nomenklatur des Ostalpins also an die Grenze zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten. Rät ist im Untersuchungsgebiet recht häufig, meist sind es jedoch nur kleine Vorkommen.

Die Südseite der Dolomitaufwölbung von Isoverde wird von einem schmalen, tektonisch oft unterbrochenen Rät-Zug gesäumt. Auf der Nordseite, soweit sie nicht durch Talschutt verdeckt ist, findet sich keinerlei Rät. Nur eine immer wieder auftretende tektonische Dolomitbrekzie zeigt, daß das Rät, und oft auch noch der Lias, tektonisch unterdrückt sind. Direkt westlich von Cravasco ragt aus dem Talschutt ein kleiner Triaskomplex heraus, der die vollständige Schichtfolge vom oberen Nor bis zum Lias umfaßt. Das Rät ist hier gut aufgeschlossen, aber merkwürdig geringmächtig. Ähnliche Profile finden sich nördlich von Gallaneto, im Bachbett des Rio d'Iso oberhalb von Isoverde und auf dem Weg von Lencisa zum Mt. Torbi. Die übrigen zahlreichen kleineren Vorkommen lassen zwar deutlich ihre stratigraphische Stellung erkennen, sind aber durch eine kompliziertere Tektonik nicht für die Aufnahme von stratigraphischen Profilen geeignet.

An allen oben erwähnten Typlokalitäten ergibt sich für die Schichtfolge im Rät etwa das gleiche Bild. Nur die Gesamtmächtigkeit des Rät schwankt im Untersuchungsgebiet stark, nämlich zwischen 20 und 100 m, und es läßt sich kaum entscheiden, welchen Einfluß die Tektonik dabei hat.

Auf den grauen Nordolomit folgen 5 m tiefschwarzer Schieferton, der einen splittrigen Bruch zeigt und meist schlecht aufgeschlossen ist. Gut zu beobachten ist dieses Gestein am Weg von Pietra Lavezzara zur kleinen Kapelle am Mt. Carlo, in der Nähe des Übergangs über den Rio Rizzolo. In dieses Tongestein schalten sich zuerst dunkle Kalkbänke von etwa 10 cm ein und der Ton geht dann allmählich in einen ebenfalls dunklen Mergel über. Jetzt werden die Kalke

häufiger und heller. Typisch ist ihre auf beiden Seiten wellige Oberfläche, d.h. eine derartige Kalkbank hat keine konstante Mächtigkeit, sondern diese schwankt ständig um mehrere Zentimeter. Die Kalke überwiegen allmählich, bis die einzelnen Kalklagen nur noch von wenigen Zentimetern Mergel getrennt werden. Dieser Kalk, der jetzt eine hellgraue bis blaugraue Farbe besitzt, ist stellenweise eine reine Zweischalerbrekzie. In besonders prägnanter Ausbildung steht dieses Gestein am Mt. Carlo, direkt über Isoverde, etwa in halber Höhe, an. Durch die Metamorphose ist der Kalk leider völlig umkristallisiert und an eine genauere Bestimmung oder gar Isolierung der Fossilien ist nicht zu denken. Unter dem Mikroskop ist zu erkennen, daß sich die Kalzitkristalle der Grundmasse völlig regellos auch durch die Fossilbruchstücke hindurch fortsetzen. Makroskopisch finden sich häufig Bruchstücke oder auch selten ganze Querschnitte, die sehr stark an Terebrateln erinnern.

Trotz zahlreicher Dünnschliffe wurde nur ein etwa 2 mm langer, turmförmig gewundener Gastropode mit weit ausgezogenem Ausguß gefunden. Eine nähere Bestimmung war wegen der schlechten Erhaltung nicht möglich. Wohl aus dieser Serie beschreibt FRANCHI 1925 Loxonema sp.

Ebenfalls zwischen dunklen Mergeln und Tonschiefern liegen wenigstens zwei etwa 50 cm mächtige Bänke eines sehr schönen Korallenkalks. Runde oder eliptische Anschnitte der schneeweißen Kalzitausfüllung der Korallen kontrastiert mit der hellgrauen, blaugrauen oder auch tiefschwarzen Kalkmatrix. Obwohl sämtliche innere Strukturen der Korallen restlos umkristallisiert sind, ließ sich allein nach der äußeren Form und der Art des Auftretens ihre Zugehörigkeit zur Gruppe der Thecosmilia nachweisen. Dieses sehr auffallende Gestein bildet einen recht guten Leithorizont im Rät, der in allen größeren Vorkommen gefunden werden konnte. Besonders gut ausgebildet ist dieser Korallenkalk oberhalb Isoverde und an mehreren Stellen, dem Rät folgend, an beiden Talhängen des Rio d'Iso. Weiterhin findet er sich auf einem Seitenweg

etwas oberhalb des Endes des Fahrweges von Torbi in Richtung Lencisa, am Weg von Lencisa zum Mt. Torbi, nördlich von Nia di Puli und an zahlreichen anderen Stellen. Auf den Korallenkalk folgen wieder Lumachellenkalke mit Schiefertonzwischenlagen. Der Kalk zeigt jetzt teilweise gelbliche Farbtöne und es treten einzelne Bänke eines gelben Dolomits auf. Östlich von Casa Cuscella und auf dem Weg zum Mt. Torbi kurz oberhalb Lencisa stehen sogar vereinzelt Rauchwacken an. Es folgen wieder Tonschiefer, die von den Kalken des Lias abgelöst werden.

Eine etwas von diesem Bild abweichende Ausbildung zeigen die Rätvorkommen westlich der Casa Nenciane, die große liegende Rätfalte südlich von Casa Ciappa und das horizontal, aber überkippt, liegende Rät westlich des Gipfels des Mt. Torbi. An diesen und einigen anderen Stellen tritt der Tongehalt des Rät sehr stark zurück, und eine fast geschlossene Kalksedimentation ist die Folge. Fossilschuttbrekzie und Korallenkalk finden sich aber auch hier. Das Gestein ist gut gebankt und macht wegen eines intensiven Wechsels zwischen hellblauem Kalk und etwas dunkleren, tonreicheren Lagen einen ausgesprochen gestreiften Eindruck. In einem in dieser Serie im Grenzbereich zum Lias westlich der Casa Cuscella genommenen Schliff ruhen in der kalkigen Grundmasse eliptische aus dunklem Kalk bestehende Körper, die von einem schmalen Saum hellen Kalkes umgeben sind. Dieser helle Kalksaum zeigt charakteristische seitliche Verdickungen. Es handelt sich ohne Zweifel um organische Reste. Eine nähere Bestimmung war nicht möglich.

Südlich vom Mt. Torbi tritt im oberen Rät ein Horizont auf, der durch seine tiefgründige Verwitterung und intensive Bänderung im Millimeterbereich auffällt. Das trübweiße bis gelbbraune Gestein wird etwa in Abständen von jeweils 1 mm von dunkleren, hauchfeinen, in sich verfältelten Lagen zerteilt. Im Schliff ist folgendes zu erkennen: In eine sehr feine Grundmasse kleiner eckiger Quarzkörner sind einzelne Linsen und Fladen von Kalzit eingeschaltet, die auch quer zur Schichtung miteinander in Verbindung stehen. Sehr oft sind sie unter Zurücklassung kleiner Hohlräume aufgelöst

worden. Dünne, noch im mikroskopischen Bereich verfaltete Tonlagen sind in regelmäßigen Abständen eingeschaltet. Ein graded bedding der Quarzkörper ist nicht zu beobachten. Bei völliger Auslösung des Kalkgehalts geht dieses Gestein in einen sehr porösen sandigen Schieferton über, dessen gelbbraune Farbe an manchen Stellen sogar die Unterscheidung von den kalkfreien Argilloscisti schwierig macht.

Diese Serie zeigt einen geschlossenen Übergang zu Kalken mit einzelnen Hornsteinlagen, die sicher schon dem Lias zuzuordnen sind. Alle Rätkalke sind dagegen durch das Auftreten z.T. erheblicher Mengen klastischen Quarzes gekennzeichnet.

Das Rät ist also eine viel stärker variierte Folge als der monotone Dolomitkomplex, nicht nur wegen der häufigen Faziesänderung innerhalb desselben Profils, sondern auch wegen des raschen seitlichen Sedimentationswechsels.

3.213 Das Gipsvorkommen von Isoverde

Stratigraphisch noch nicht sicher eingeordnet sind die Gipse von Isoverde. Hinter der Kirche, am Rio Rizzolo wurde bis 1960 Gips in ziemlich bedeutenden Mengen im Steinbruch und untertage abgebaut. Er ist an der südlichen Randstörung der Dolomitaufwölbung des Mt. Carlo aufgedrungen. Dieser Diapir liegt inmitten der Lias-Kakltonschiefer, die stratigraphisch normal auf der Trias ruhen, aber, wie auch zahlreiche kleine Serpentinitlinsen zeigen, entlang des Rio Rizzolo stark in sich gestört sind. Aus dieser Lage des Gipses inmitten des Lias ergibt sich ein Aufstieg von wenigstens 300 bis 350 m, denn als Ursprungsgestein des Kalziumsulfats kommt wohl nur die mittlere Dolomitserie mit ihren Gipsen und Rauchwacken in Frage.

Der Gips von Isoverde ist der einzige bekannte sichere Fall von "Salztektonik" in der Zone Sestri - Voltaggio. Schon wegen des geringmächtigen salinaren Anteils an der Gesamtmächtigkeit erscheint es nicht gerechtfertigt, die Triasaufbrüche der Zone Sestri - Voltaggio durch "Salztektonik"

zu erklären, wie es BEHRMANN 1958 tut. Auch im Falle von Isoverde, wäre es ohne das Vorhandensein einer Störungszone, wie sie im Rio Rizzolo ohne Zweifel vorliegt, sicher nicht zu diesem Gipsdurchbruch gekommen. Denn trotz der sehr zahlreichen Störungen ist sie der einzige Fall eines größeren Gipsdiapirs in der Zone Sestri - Voltaggio. Hier liegen auch die Verhältnisse für die notwendige vorherige Anhäufung des Kalziumsulfats, das ja im Dolomit nur in sehr dünnen Lagen gefunden werden konnte, besonders günstig. Die SW - NE-streichende Trias fällt steil gegen SE ein und wird von der in ihrem Streichen verlaufenden, noch steiler einfallenden, Rizzolo-Störung zerlegt. An dieser konnte sich das aus den tiefer gelegenen gipsführenden Schichten ausgequetschte Kalziumsulfat sammeln, und dann entlang der Störung aufsteigen.

Kleinere Gipsvorkommen, ebenfalls an Störungen gebunden, liegen am NE-Ende der Trias des Mt. Carlo, an der nördlichen Dolomit-Begrenzungsstörung und bei Fornace, östlich von San Carlo.

3.22 Jura

Noch schwieriger als in der Trias wird die stratigraphische Einordnung im Jura. Es ist noch kein jurassisches Fossil aus der Zone Sestri - Voltaggio beschrieben worden. Die nächsten Fundpunkte fossilbelegten Juras sind die Schistes lustrés der Zone von Turchino (Belemnitenfunde bei Mele durch ROVERETO) und die Calpionellenkalke östlich des breiten Antola-Alberese-Rückens (Calpionella alpina LORENZ, von LUDWIG und vielen anderen beschrieben).

Im Untersuchungsgebiet ergibt sich die Altersstellung dieser Schichten mit hoher Sicherheit aus dem häufig zu beobachtenden Übergang vom Rät her, und durch petrographischen Vergleich mit den Serien der Alpen.

Das Verdienst als erster sicheren Jura in diesem Gebiet erkannt zu haben, gebührt STAUB, der im Jahre 1942 Kalk-Tonschiefer über dem Rät als Lias ansprach.

3.221 Lias

Der Übergang aus den Rätkalken ist zwar geschlossen, und es kann daher kein Zweifel an dem liassischen Alter der jetzt folgenden Kalke mit einzelnen sandigen Einlagen und Hornsteinlagen bestehen, aber um so problematischer ist die genaue Festlegung der Grenze im Gelände. Es treten nämlich gegen das Hangende nicht nur die dunklen Kalke des Lias auf, sondern in diese schalten sich oft noch hellblaugraue Kalke, die stark an die des Räts erinnern. Der Kalk, mit einzelnen sandigen Einlagen und Hornsteineinlagen an der Basis, schwankt sehr stark in seiner Mächtigkeit. Im Süden des Gebiets fehlt er fast völlig, hier beginnt der Lias sofort mit den Lias-Kalktonschiefern, während er im Norden eine Mächtigkeit bis zu 30 m erreichen kann. Der bräunlich anwitternde Kalk ist etwa alle 10 cm sehr gut gebankt. Der primäre Sandgehalt ist meist zu feinen Quarzadern oder häufiger zu schichtparallelen Lagen umkristallisiert. Die einzelnen Bänke werden durch schmale Serizitlagen getrennt. Fossilien, ja selbst Fossilreste oder Bruchstücke konnten nicht nachgewiesen werden. Lediglich in einem kleineren Vorkommen dieses Gesteins am Südosthang des oberen Rio Rizzolo wurde auf einer Schichtfuge ein stark deformierter Seeigelstachel gefunden.

Der Liaskalk tritt fast immer gemeinsam mit dem Rät auf. Recht gute Aufschlüsse dieses Gesteins, in typischer Ausbildung, finden sich bei Fornace, nördlich von Gallaneto.

Über diesem Kalkband schalten sich wieder in verstärktem Maße Tonschiefer ein. Auf etwa 10 m findet sich eine regelmäßige Wechsellagerung von 20 cm mächtigen Kalklagen mit 20 cm dunklen Tonschiefern. Allmählich werden die Kalkzwischenlagen dünner und häufiger, und es bilden sich die typischen Lias-Kalktonschiefer heraus. Dieses Gestein wird durch eine sehr intensive Wechsellagerung eines bräunlichen, feinschichtigen Sandkalkes mit schwarzen, serizitischen Tonschiefern charakterisiert. Der Sandkalk

enthält relativ viel neugebildeten, idiomorphen Pyrit, der zur braunen Anwitterungsfarbe des Kalkes beiträgt. Im Anschlag ist dieses Gestein blaugrau. Die Mächtigkeit der Sandkalklagen schwankt zwischen Bruchteilen eines Zentimeters und 30 cm. Der Sandkalk zeigt leider kein graded bedding, so daß die Unterscheidung zwischen normaler und inverser Lagerung schwer fällt.

Auf der Geologischen Karte von Italien, Blatt Genua, werden die Schichten mit einem höheren Kalkgehalt als "scisti calcareo-argillosi", jene mit nur dünnen Kalklagen, zusammen mit allen Serien der Argilloscisti dieser Gegend, als "Argilloscisti svariati ofiolitiferi" bezeichnet. Für beide wird Kreide-Alter angenommen.

In den Lias-Kalktonschiefern treten stellenweise größere Partien von schwarzen Tonschiefern mit rein weißen Kalzitlagen auf. In typischer Ausbildung findet sich dieses Gestein z.B. im Bachbett des Rio Rizzolo, etwa auf halber Höhe zwischen Isoverde und Pietra Lavezzara, im Bachbett nördlich unterhalb von Gallaneto und an der Straße zwischen Gazzolo und Paravanico. Ihr Übergang zu den normal ausgebildeten Liaskalktonschiefern ist fließend. Es hat den Anschein, als sei die Ausbildung der weißen Kalzitlagen im Lias durch den Grad der Metamorphose, der wiederum sehr stark von der Tektonik abhängt, bedingt, und als stellten diese Schichten nicht, wie es CRETTAZ annimmt, einen stratigraphischen Horizont zwischen dem Kalk an der Basis und den Lias-Kalktonschiefern dar. Für diese Annahme spricht auch, daß diese durch Kalzit gebänderten Tonschiefer durchaus nicht horizontbeständig sind, daß zwischen beiden Tongesteinen des Lias alle Übergänge vorhanden sind, und sie sich offensichtlich gegenseitig vertreten. Im thermischen Kontakt mit Spilit gehen die Kalktonschiefer auf kurze Entfernung in die dunklen Tonschiefer mit Kalzitlagen über.

In Zonen besonders starker tektonischer Beanspruchung zeigen beide Gesteine eine noch verstärkte Umwandlung und sie nehmen das typische Aussehen echter Calcescisti an. Tief-

schwarz, durch die Glimmerneubildung oft metallisch glänzend, mit feinster Fältelung, sind sie als Schistes lustrés anzusprechen.

Im ganzen Südteil leiten die Lias-Kalktonschiefer direkt zum Niveau I der Argilloscisti über. Gegen Norden schalten sich, am Oberlauf des Rio dei Torbi zuerst einsetzend, feintafelige blauschwarze Kalke und der weiter unten zu besprechende Oberjura-Pünktelkalk, dazwischen. Die in fast Millimeterabstand spaltenden schiefrigen Kalke sind vor allem um den Mt. Lecco herum recht häufig und finden sich hier ebenfalls bevorzugt an der Basis der Oberjura-Serien. Auch STAUB und CRETTAZ stellen diese Serien in den Grenzbereich des Lias zum Oberen Jura.

Der Lias der Zone Sestri - Voltaggio ist ebenso wie die Schistes lustrés der Gruppe von Voltri von zahlreichen Ophiolithen durchsetzt. Da diese Gesteine aber nicht auf den Lias beschränkt bleiben, sondern in allen Niveaus des Jura auftreten, und in ihrer Petrographie keine Abhängigkeit von ihrem Alter zeigen, sollen alle diese Grüngesteine geschlossen in einem besonderen Kapitel besprochen werden (s. S. 57).

3.222 Oberjura

Die Ablagerungen dieses Zeitabschnitts mußten im Untersuchungsgebiet weiterhin sehr umstritten bleiben. Für seine Sedimente konnte weder nach unten noch nach oben eine feste Grenze gezogen werden, da wegen des völligen Fehlens von Fossilien in diesen Schichten und wegen der eintönigen und wenig charakteristischen Sedimentation kaum Anhaltspunkte gegeben waren.

Relativ einfach läßt sich die Gliederung noch im Nordteil des Arbeitsgebiets durchführen. So folgen westlich von Cravasco auf die Lias-Kalktonschiefer mächtige gepünktelte Kalke, die stets in enger Verbindung mit Spilit stehen. Dieses braungraue, gutgebankte Gestein zeigt ganz charakteristische helle Flecken, die oft ein wenig herausgewittert sind. In der Nähe des Spilits nimmt das Gestein eine

graugrüne Farbe an, von der sich die helleren Punkte deutlich abheben. Sie sind ziemlich gleichmäßig auf den Schichtflächen, die fast stets eine Serizitanhäufung zeigen, verteilt. Die Tupfen, die die Serizithaut oft durchstoßen, haben einen Durchmesser von zwei bis drei Millimeter. Im Dünnschliff erweisen sie sich als Kolonien von Kalzitkristallen, die von allen Seiten buschförmig in einen kleinen Hohlraum hineingewachsen zu sein scheinen, und an einer kleinen Naht ziemlich scharf zusammenstoßen. Die Masse zwischen den einzelnen Kalzittupfen ist ein normaler Sandkalk, mit allerdings nur sehr kleinen Quarzen. Auffallend ist die relative Anreicherung der Quarzkörner in der Grundmasse zwischen eng nebeneinander ruhenden Kalzittupfen. Stellenweise ist in solchen Zwickeln eine fast reine Quarzmasse zurückgeblieben. Der sicher ursprünglich relativ gleichmäßig verteilte Kalkgehalt scheint hier in die Tupfen abgewandert zu sein. Eine Erklärung für diese eigenartigen Gebilde kann nicht gegeben werden. Es sei nur noch einmal darauf hingewiesen, daß sie in irgend einer Form an den Spilit gebunden zu sein scheinen.

In diese Tüpfelkalke, deren Bänke eine Mächtigkeit bis zu zwei Metern erreichen, sind vereinzelte Lagen serizitischer Tonschiefer eingeschaltet.

Eine etwas abweichende Ausbildung hat dieser Oberjura-Kalk am Friedhof oberhalb von Cravasco.

Schwarzblauer, dickbankiger (von 20 cm bis 1 m) Kalk wechsellagert mit tiefschwarzen, 20 cm mächtigen Tonmergellagen. Der Kalk ist ebenfalls getüpfelt, allerdings seltener, und die einzelnen Tupfen haben einen größeren Durchmesser und bestehen schon makroskopisch sichtbar aus Kalziteinkristallen, die möglicherweise auf Echinodermenreste zurückzuführen sind. Bei der Anwitterung des Gesteins werden diese Kriställchen herauspräpariert und bilden auf dem Kalk warzenförmige Erhebungen. Auffallend für dieses im großen recht ruhig gelagerte Gestein ist eine intensive Schieferungsfaltung, die erst bei der Anwitterung deutlich sichtbar wird. In dem kleinen Steinbruch am Friedhof von Cravasco, in dem dieses Gestein wegen seiner guten Plattig-

keit für lokale Bauzwecke gebrochen wird, nimmt die Schieferungsfaltung deutlich in Richtung auf den hier auch anstehenden Spilit zu. Sie steht offensichtlich in einer gewissen Abhängigkeit von diesem Grüngestein.

Auffallend, ebenfalls gerade in Kontaktnähe, ist eine tiefgründige, schrattige Verwitterung, bevorzugt entlang den Schichtflächen. Es bleibt eine tiefbraune "Erde" zurück, die ihre Farbe aber nicht Humusstoffen, sondern ausschließlich der Verwitterung des relativ hohen Pyritgehalts des Ursprungsgesteins verdankt. Trotzdem wird südlich von Cravasco, an der Straße nach Isoverde, dieser Verwitterungsrückstand in einer kleinen Grube gewonnen und in Genua als "Blumenerde" verkauft.

Von diesem dunklen Oberjura-Kalk bestehen alle Übergänge zu dem normalen, sehr viel helleren, Pünktelkalk, wie er im Untersuchungsgebiet am typischsten an der Baracche vorkommt. In diese Oberjurakalke sind stets Grüngesteine eingelagert, die wahrscheinlich synsedimentärer Entstehung sind. Die schmalen, nur wenige Meter breiten, aber auf lange Strecken verfolgbaren Züge, die vor allem an der Baracche auftreten, zeigen stellenweise in Kontaktnähe eine Marmorisierung des Jurakalkes. Der Spilit folgt dem Streichen der Sedimente völlig, nur zeigt er eine sehr stark variierende Mächtigkeit. Oft geht er herunter auf wenige Meter, schwillt plötzlich mächtig an, um wenig später schon wieder auszudünnen.

Es besteht aber durchaus auch die Möglichkeit, daß der eigentliche Berg der Baracche nur aus Spilit besteht und nur ein dünnes, oft unterbrochenes Dach von Oberjura-Kalk besitzt, und auch randlich diese Gesteine mitgeschleppt hat.

Im Hangenden dieses Kalkpaketes folgt bereits das erste Niveau der Argilloscisti.

Einen so geschlossenen Komplex bilden die Oberjura-Kalke im Arbeitsgebiet ausschließlich an der Baracche. Nach Norden und Süden zerschlägt sich diese Serie. Im Norden lassen sich noch bis über die Wasserscheide einzelne, nur wenige Meter mächtige Bänke, die allseitig von kalkfreien

Tonschiefern umgeben sind, am Mt. Lecco entlang verfolgen. Im Nordteil der Zone tauchen sie dann im Arbeitsgebiet von H.IBBEKEN in großer Mächtigkeit wieder auf. Im Süden wird ihre streichende Fortsetzung von der Ost - West-Aufwölbung der Trias von Isoverde abgeschnitten. Nur am Ostufer des Rio dei Torbi treten sie noch einmal als schmale, seltene Einschaltungen in den kalkfreien Tonschiefern des Niveau I der Argilloscisti, nicht weit oberhalb der Lias-Kalktonschiefer, auf. Noch weiter im Süden folgen auf den Lias unmittelbar die Tonschiefer des Niveau I der Argilloscisti, Oberjurakalk ist nicht entwickelt. Es liegt also wahrscheinlich eine Verzahnung des Tüpfelkalkes mit den kalkfreien Tonschiefern des Niveau I der Argilloscisti vor, da der Oberjura im Südteil des Arbeitsgebietes sonst völlig fehlen würde, und sich andererseits keine Anzeichen für eine Sedimentationslücke finden. Hier entwickeln sich aus den, spärlich ausgebildeten Lias-Kalktonschiefern direkt bräunliche, kalkfreie Tonschiefer. Sie vertreten also hier den Oberjurakalk, der sich erst am Rio dei Torbi einschaltet. Diese Tonschiefer sollen erst mit den Argilloscisti, zu denen sie als unterstes Niveau gestellt wurden, besprochen werden. Im Gelände werden sie im Osten durch den großen Spilitzug zwischen Borzoli und Mt. Figogna begrenzt. Das Hangende bildet ein Radiolarit, der den Ostrand dieser Spilitmasse begleitet. Allerdings ist der Radiolarit an vielen Stellen durch rotviolette Schiefer mit nur seltenen hornsteinreichen Lagen vertreten. Da aber von diesen roten Schiefern zum echten Radiolarit alle Übergänge bestehen, ist er wohl als sichere stratigraphische Vertretung desselben zu werten. Allein für den Südteil des Arbeitsgebietes liegt es jetzt natürlich nahe, in Analogie zu allen anderen Gebieten des Nordapennin, in denen Radiolarite auftreten, diese in den höchsten Jura zu stellen. Dann ergibt sich auch für das Niveau I der Argilloscisti Jura-Alter.

Leider liegen im Nordteil die Verhältnisse nicht mehr so klar. Hier tritt nämlich Radiolarit nicht nur mit dem Oberjurakalk vergesellschaftet auf wie am Lago Scuro, sondern

auch noch in höheren Niveaus der Argilloscisti. Im Untersuchungsgebiet steht Radiolarit an zwei Stellen im Niveau III der Argilloscisti an, allerdings nicht in der sonst üblichen Verbindung mit Ophiolithen, sondern ohne Übergang mitten in den kalkfreien Tonschiefern. Ein tektonisches Aufdringen der, in diesem Fall sehr reinen und spröden, Radiolarite inmitten der plastischen Tonschiefer ließ sich nicht ausschließen; es erscheint in diesem Fall aus stratigraphischen Gründen sogar recht wahrscheinlich, ist aber auch nicht zu beweisen. Hier im Nordteil liegen die meisten Radiolarite ebenfalls zwischen Niveau I und Niveau II der Argilloscisti am Ostrand von Spiliten. In diesem Bereich wurde in Analogie zu der Unterkreideentwicklung östlich des Mt. Antola-Mt. Ebro-Alberese-Komplexes, die Wende Jura - Kreide angenommen.

Der Radiolarit ist meist intensiv rotviolett gefärbt. Die grüne Varietät wurde nur in zwei kleineren Steinbrüchen in der Nähe der Bocchetta gefunden. Bestimmbare Radiolarien sind im Untersuchungsgebiet nicht erhalten geblieben. In vielen Schliffen finden sich zwar rundliche Quarzanhäufungen, die sicher die äußere Gestalt der Einzeller wiedergeben, aber das so charakteristische Netzwerk ist restlos umkristallisiert, und nur ein Haufwerk einzelner Quarzkörnchen ist zurückgeblieben. Die Normalausbildung des Radiolarits ist sehr fein gebändert, ein Effekt, der ausschließlich durch den rhythmischen Wechsel der Häufigkeit des färbenden Pigments, hier des Hämatits, in der feinkörnigen Quarzgrundmasse hervorgerufen wird. Einzelne schmale Streifen sind fast ganz hämatitfrei.

3.223 Die Ophiolithe des Jura der Zone Sestri - Voltaggio

Sehr viel häufiger als der Radiolarit sind die Ophiolithe in den Sedimenten des Jura. Serpentinit ist fast ausschließlich auf den Lias beschränkt. Sehr häufig, vor allem im mittleren Teil des Arbeitsgebietes, tritt Serpentinit in den Lias-Kalktonschiefern auf. Eine echte Kontaktmetamorphose läßt sich nicht mehr feststellen. Fast sämtliche im Gelände aufgeschlossenen Kontakte zwischen Serpentinit

und Sediment sind rein tektonisch. Bei der außerordentlichen Beweglichkeit des Serpentinits sind ja auch ursprüngliche Kontakte kaum zu erwarten, da dieses ultrabasische Gestein schon bei der geringsten tektonischen Beanspruchung seinen Intrusionsraum verlassen kann, um als Gleitbrett in andere Serien vorzudringen. Zudem sprechen alle Beobachtungen auch für eine geringe primäre Kontaktwirkung des Serpentinits. Mit stets gut erhaltenen thermischen Kontakten wäre also nur bei sehr ruhiger Tektonik zu rechnen.

Im Aufschlußbild deutet sich an wenigen Stellen im Untersuchungsgebiet die Möglichkeit der Erhaltung primärer Kontakte an. Im Bianchellatal, kurz oberhalb von Serra, ist im Bachbett die Grenzfläche zwischen einem kleinen Serpentinitvorkommen und Rätkalken sehr gut erschlossen. Sie verläuft nicht, wie für tektonische Grenzen des Serpentinit üblich, relativ gradlinig, sondern greift buchtig in die einzelnen Schichtfugen des Rätkalkes herein, der schräg zum Streichen von ihr geschnitten wird. Im selben Tal findet sich zwischen Casa Tuio und Prati ähnliche Kontakte gegen Triasdolomit. Im Raum von Cafarella sind solche Kontakte gegen Lias-Kalk und gegen Lias-Kalktonschiefer erhalten. Ein Zug dieser Sedimente wird mehrfach von Serpentinit unterbrochen, die Grenze ist aber nicht scharf zu ziehen, denn in dem Ophiolith schwimmen immer wieder große und kleine Bruchstücke von Liaskalk, der aber selbst schon wieder lagenförmig von Serpentinit durchzogen ist. Die Deutung dieser, auch im Schliffbild, sehr komplizierten Kontakte muß Spezialstudien vorbehalten bleiben. Einfache thermische Kontakte liegen auf keinen Fall vor, denn sie sind ja sicher durch die Regionalmetamorphose überprägt worden.

Spilit tritt ebenfalls in Verbindung mit Liassedimenten auf, hier liegen aber die Kontaktverhältnisse sehr viel klarer. Spilit in Verbindung mit Lias findet sich am Bric dell Omo, bei Lencisa, bei Fornace (nördlich von Gallaneto), in einem kleineren Vorkommen etwa 500 m südlich von Pietra Lavezzara und, besonders gut aufgeschlossen, an zahlreichen Stellen östlich des Mt. Priatecia. Hier, in dem Seitenbach

der Lemme etwas nördlich von Casa Crovi, tritt sogar eine mehrfache Wechsellagerung zwischen den verschiedenen Sedimenten des Lias und Spilit auf.

Auch der Oberjura-Kalk ist stets eng mit Spilit verbunden. Sein Maximum erreichte der initiale Magmatismus aber erst an der Grenze Jura - Kreide. Die Sedimente dieses Zeitraums sind im ganzen Arbeitsgebiet mit großen und zahlreichen Spilitmassen verknüpft. In Petrographie und Aussehen unterscheiden sich diese basischen Magmatite kaum von den Spiliten des Lias, oder dem Grüngestein, das in Verbindung mit Oberjura-Pünktelkalk steht. Diese Konvergenz ist ja gar nicht verwunderlich, da wie jeder Schliff zeigt, diese Gesteine noch nach ihrer Intrusion mehrfach gemeinsamen Umwandlungen unterworfen waren, die den primären Mineralbestand völlig überprägen. Heutige Ähnlichkeiten brauchen also nicht notwendigerweise auf einer ursprünglichen Übereinstimmung zu beruhen, sondern können durch die gleichartige Metamorphose und Albitisierung hervorgerufen werden.

Wohl den am wenigsten nachträglich beeinflußten Mineralbestand liefert das Zentrum des Mt. Figogna-Grüngesteins-Zuges. Das äußerlich dunkelgrüne, zähe Gestein liefert im Schliff folgendes Bild: In einer Grundmasse aus Plagioklasleisten, Erz, brauner Hornblende liegen Einsprenglinge von Klinopyroxen in ophitischem Gefüge. Der Pyroxen ist weitgehend durch Chlorit ersetzt. Wegen der relativen Grobkörnigkeit ist das Gestein als ein Dolerit-Diabas zu bezeichnen.

Eine interessante Varietät dieses Dolerits findet sich randlich an diesem Grüngesteinkörper, etwa bei Riva. In der Grundmasse treten hier, makroskopisch gut sichtbare, helle Einsprenglinge bis 5 mm auf, die dem Gestein ein porphyrisches Aussehen geben. Die Farbe der Grundmasse geht von tiefgrün zu hellgrün über. Unter dem Mikroskop erweist sich dieses Gestein als ein typischer, recht feinkörniger Spilit, der idiomorphe Chromitkristalle führt. Die großen hellen Einschlüsse erweisen sich als xenobla-

stischer Albit mit einem Epidot-Zoisit-Kern ("gefüllter Feldspat"). Es liegt hier also noch Saussuritisierung vor, während der Pyroxen nicht mehr uralitisiert ist, wie in der Gruppe von Voltri, sondern nur noch in Chlorit umgewandelt ist. Die hier in unmittelbarer Nähe der Sedimente (rote Tonschiefer und Radiolarite) anstehenden Ophiolithe sind rötlich, etwa in der Farbe von Kobaltblüte. Diese Partien haben offensichtlich auch ursprünglich an der Oberfläche des Vulkanits gelegen. Sie haben ebenfalls eine spilitische Zusammensetzung, sind aber sehr viel feinkörniger und zeigen eine arboreszierende Struktur. Die Rotfärbung des Gesteins beruht auf dem hohen Hämatitgehalt, der recht gleichmäßig und fein verteilt ist.

Dieser Strukturwandel vom Zentrum zum Rand des großen Grüngesteinzuges des Mt. Figogna beweist, daß einer langsamen Abkühlung im Inneren, eine sehr rasche am äußeren Rand, gegenüber steht. Schon hieraus läßt sich auf eine oberflächennahe Erstarrung schließen. Auch die durchwegs rote Sedimentation in seinem unmittelbaren Hangenden kann kein Zufall sein. In seinem Liegenden finden sich stellenweise ebenfalls hämatitreiche Tonschiefer. Diese hängen, zusammen mit dem Radiolarit, sicher in irgendeiner Form vom Spilit ab, es muß also mit einer synsedimentären Entstehung dieses Grüngesteins gerechnet werden. Hierfür spricht auch die unmittelbar am Ostrand des Spilits an der Militärstraße von Borzoli zur Casa Scarpino aufgeschlossene Kissenlava.

Die kleinen Spilitvorkommen im Nordteil des Arbeitsgebietes liefern ein prinzipiell ähnliches Bild. Innerhalb der Argilloscisti fehlt die grobkörnige Varietät allerdings völlig, es überwiegen Spilite mit intersertaler und arboreszierender Struktur der Plagioklasleisten. Auch hier zeigen die randlichen Partien oft rote Farbtöne, und Radiolarit fehlt selten.

Das Liegende des Spilits zeigt in einigen Fällen Veränderungen, die vielleicht auf die primäre Kontaktwirkung zurückzuführen sind. Eine erhebliche Kalzitzufuhr und das Auftreten von Chlorit und Albit in den Tonschiefern wäre hier

zu nennen.

Auch die randlichen Partien der Spilite sind oft reich an Kalzit, der wahrscheinlich aus den Sedimenten aufgenommen wurde. Eine deutliche Albitisierung ist dabei nicht zu übersehen. Nur der aus dem Zentrum des Mt. Figogna-Ophiolithzuges stammende Dolerit zeigt noch basischen Plagioklas, während in allen übrigen Vorkommen nur noch Albit, allenfalls Oligoklas auftritt.

Oligoklas bildet auch den Hauptbestandteil einer sehr merkwürdigen Randfazies des Spilits an der Baracche. Dort wo einer der schmalen Spilitzüge die Straße zur Bocchetta kreuzt, findet sich im Straßenaufschluß ein sehr hartes, feinkörniges, helles Gestein. Auffallend ist ein leicht bläulicher Schimmer. Dieses Gestein sitzt hier offensichtlich randlich am Spilit, oder vertritt ihn an dieser Stelle. Östlich von Cravasco ist am Ostrand desselben Spilitzuges die gesamte Übergangsserie vom Spilit bis zu diesem fast rein weißen Gestein erschlossen. Hier führt es makroskopisch ansprechbare Hämatitkristalle auf Klüften. Im Schliff sind, teils idiomorphe, saure Plagioklase mit Quarz in Zwickeln zu erkennen. Der Quarzanteil kann bis 20 % ansteigen. Die Korngrenzen werden von strahligem Glaukophan, teilweise als "Sonnen" ausgebildet durchsetzt. Im Kern der Glaukophankristalle findet sich häufig Epidot. Titanit ist selten. Diese Spilit-Randfazies wurde als Plagioklas-Glaukophan(-Quarz)-Fels bei der Kartierung ausgeschieden.

Die gegen Temperatur- und Druckänderungen sehr empfindlichen basischen Gesteine lassen die Zunahme der Metamorphose gegen Westen, also gegen die Serpentinitmasse, sehr schön erkennen. Besonders der mittlere Teil des Arbeitsgebietes ist für solche Beobachtungen geeignet, weil sowohl in der Zone Sestri - Voltaggio, als auch innerhalb der Gruppe von Voltri, basische Vulkanite etwa gleichen Chemismus häufig sind. Bis zu etwa drei Kilometer östlich von der Linie Sestri - Voltaggio liegen Spilite vor, die Metamorphose bleibt also auf Albitisierung und Umwandlung des

Pyroxen in Chlorit beschränkt. Weiter gegen Westen treten jetzt Epidot-Grünschiefer auf, in denen sich auch bald Glaukophan einstellt. Der Epidot-Amphibolit bleibt auf die Gruppe von Voltri und den äußersten Westen der Zone Sestri - Voltaggio beschränkt. Weiter gegen Osten verliert sich die Metamorphose sehr schnell völlig. Schon in 6 km Entfernung vom Serpentinitmassiv zeigen Tonschiefer keine Serizitneubildung mehr.

So merkwürdig dieser Zusammenhang der Metamorphose mit den ultrabasischen Gesteinen der Gruppe von Voltri ist, so darf deren Kontaktwirkung in keinem Fall zur Erklärung herangezogen werden. Das ganze Erscheinungsbild dieser Metamorphose zeigt, daß sie gleichzeitig mit den großen Bewegungen (laramisch - pyrenäisch) stattfand, während die Ultrabasite wahrscheinlich ja schon im Jura intrudierten. Vielleicht liegt im Untergrund ein synorogener Magmatismus vor (Goldquarze von Arpescella!?), dessen Metamorphosewirkung mit den nach Osten mächtiger und jünger werdenden Sedimenten abnimmt? (s.S.104)

Im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes kleben am Westrand einiger Spilite Ophicalzite. Im Gegensatz zu zahlreichen Serpentinit-Kalk-Gemengen in der Nähe der Linie Sestri - Voltaggio ist bei ihnen der sedimentäre Ursprung des Kalkgehalts nicht mehr nachweisbar. Eckige Serpentinite sind durch einen rein weißen Kalzit, der in feinsten Äderchen bis tief in die einzelnen Serpentinitbruchstücke eindringt, miteinander verkittet. Dieses Serpentinit - Kalzit-Gemenge wird in großen Steinbrüchen als Schmuckgestein abgebaut. Auf eine Erstreckung von 4 km tritt der Ophicalzit entlang einer N - S-verlaufenden Linie von den Cave di Pietra bis zur Bocca Bastia auf.

Seine Entstehung ist noch nicht restlos geklärt. Es wäre denkbar, daß der Spilit beim Aufdringen einzelne Serpentinite, die in der Tiefe, wahrscheinlich noch unterhalb der Triasdolomite, intrudiert waren, mitgerissen hat. Durch diesen Transport wären sie natürlich stark zerbrochen und zersplittert. Die Sprünge und Risse wären dann durch hydrothermalen Kalzit oder durch mobilisierten Kalk aus den

mesozoischen Sedimenten wieder ausgeheilt worden.

Eine zweite Möglichkeit für die Entstehung dieses Schmuckgesteins, das von den Steinbrucharbeitern "marmo verde" genannt wird, wäre das Aufdringen als Schuppe. Für sie wäre der Außenrand des Spilits zur Leitschiene in den nachgiebigen Argilloscisti geworden. Es ist immerhin auffallend, daß sich die Vorkommen des Ophicalzits streng auf die Westseite der Spilite beschränken. Sicherlich stellt der Ophicalzit kein Differentiat des spilitischen Magmas dar, denn die Kontakte zwischen beiden sind stets tektonisch.

Oft ist dieser Schmuckophicalzit durch hohen Hämatitgehalt leuchtend rot gefärbt. Auch bei dieser Varietät ist das fein verteilte Erz streng auf den Serpentinanteil beschränkt. Tiefroter Ophicalzit findet sich z.B. in und bei Pietra Lavezzara und am Friedhof von Cravasco.

3.224 Unsichere Schichtglieder des Jura der Zone Sestri - Voltaggio

Der von CRETTAZ beschriebene helle Marmor aus dem oberen Jura konnte im Untersuchungsgebiet nirgends gefunden werden. Bruchstücke eines weißen Marmors mit einzelnen grauen Lagen findet sich westlich Molini bei der Casa Crovi im Bachgeröll. Das Anstehende konnte jedoch nirgends entdeckt werden.

Ganz im Süden des Gebiets, in den großen, neuen Aufschlüssen am Friedhof von Cornigliano, treten im Grenzbereich Spilit - Sediment kleine Fetzen eines hellbräunlichen, harten, dichten Kalkes auf, der ebenfalls in seinem nachgewiesenen Auftreten auf diese eine Stelle beschränkt bleibt. Aber auch hier ist er wahrscheinlich nur tektonischer Herkunft. Schliffe erbrachten keine Anhaltspunkte für seine Altersstellung, aber er ist wohl am ehesten dem oberen Jura zuzurechnen. Im Aufschluß schiebt er sich zwischen Spilit und die roten Tonschiefer, die hier den Radiolarit vertreten. Darauf folgen die dunkelgrauen, dünnbankigen Kalke des Horizont II der Argilloscisti, die nach rein litho-

logischen Gesichtspunkten in die unterste Kreide gestellt wurden, denn auch sie liefern noch keine Fossilien.

Im jetzt folgenden Abschnitte über die Argilloscisti soll die gesamte Abfolge dieser eintönigen Gesteine, die zum Teil noch zum oberen Jura zu rechnen sind, und hier auch erwähnt wurden, besprochen werden.

3.23 Die Argilloscisti

Den flächenmäßig größten Anteil am Untersuchungsgebiet beanspruchen die Argilloscisti, eine monotone Tonschiefer - Kalk - Sandstein - Serie mit häufigen Repititionen. Es sind typisch eugeosynklinale Sedimente, die am besten mit der Bündnerschiefer-Fazies verglichen werden können. Erst ihre obersten Glieder leiten allmählich zum Flysch über. Die Altersangaben für diese Schichten schwanken zwischen Jura und Eozän. Gemeinsam mit H. IBBEKEN gelang es diese Serie in sechs Niveaus aufzugliedern und das Alter teilweise durch Fossilien festzulegen. Zu diesem Zwecke wurden von der Küste bis zur Padanischen Molasse zahlreiche Querprofile zwischen dem älteren Mesozoikum der Zone Sestri - Voltaggio und dem Alberese aufgenommen. Diese lieferten ein in großen Zügen recht gut übereinstimmendes Bild, wenn sich auch Mächtigkeitsänderungen und kleine Faziesabweichungen in der Nord-Süd-Richtung ergaben. Einen Überblick soll die nebenstehende Tabelle geben (Abb. 2). Die so gewonnene Gliederung wurde mit den von K.J. REUTTER im Gebiet östlich der Mt.Antola-Mt.Ebro-Aleberese-Masse in der Argille scagliose gewonnenen stratigraphischen Ergebnissen verglichen. Die zweite Tabelle (Abb. 3) zeigt einen Vergleich dieser Faziesgebiete nach K.J. REUTTER 1961, der für den Bereich des Arbeitsgebietes abgeändert wurde.

STRATIGRAPHIE DES GENUESER FLYSCHES

(Konrad Görler und Hillert Ibbeken, 1962)

		FAZIES	FOSSILIEN	ALTER	MÄCHTIGKEIT S - N	TYPLOKALITÄT N / S
Oligozänkgl. disk. transgressiv						
ANTOLA – ALBERESE		Rhytmische Sandkalk-Mergelkalk - und Mergelsedimentation	Inoceramen Globlapp.tric. (QU.) Globlapp.lapp.(BOL.) Globlapp.cor.(BOLLI)	Maastricht O-Turon	1000 m	Monte Antola
SCISTI POLICROMI		Rote Tone		U-Turon Cenoman	bis 30 m	Straßenkurve SE Bromia (Montoggio)
MONTOGGIO-SCHIEFER		Kieselige Tonschiefer	Radiolarien Ticinella sp. Praeglobotruncana Rotalipora	U-Cenoman O-Alb ?	bis 150 m	Montoggio St. Olcese
ARGILLOSCISTI	VI	Kalksandsteine, Sandkalke und Tonschiefer	Heteroheliciden Globigerinen	U-Alb	200 - 70 m	Straße Stabbio - Casella Casa Montarsola
	V	Sandkalke und Mergel	Heteroheliciden Globigerinen globigerinide Form.	I	50 - 400 m	Straße Casella - Bolzaneto (Campelo)
	IV	Tonschiefer mit Kalksandsteinen i.N Spilite (tekt.?)	Heterohelix Lenticulina (?)	Apt	100 - 400 m	Costa Lazzari Mignanego
	III	Tonschiefer i.N Spilite (tekt.?)		Apt I	1000 - 500 m	Fraconalto - Tegli Unteres Polcevera Tal
	II	Kalke mit Tonschiefern N dickbankig S dünnbankig	Kalkalgen ?	Valendis ?	20 - 100 m	Bc. Albergorosso Livellato
	I	Tonschiefer u. Kalke, Tonschiefer Ophiolith u. Radiolarit	Radiolarien	Jura	30 - 150 m	Casa Caramagna Passo della Bocchetta
Trias und Jura der Zone Sestri-Voltaggio						

Abb. 2

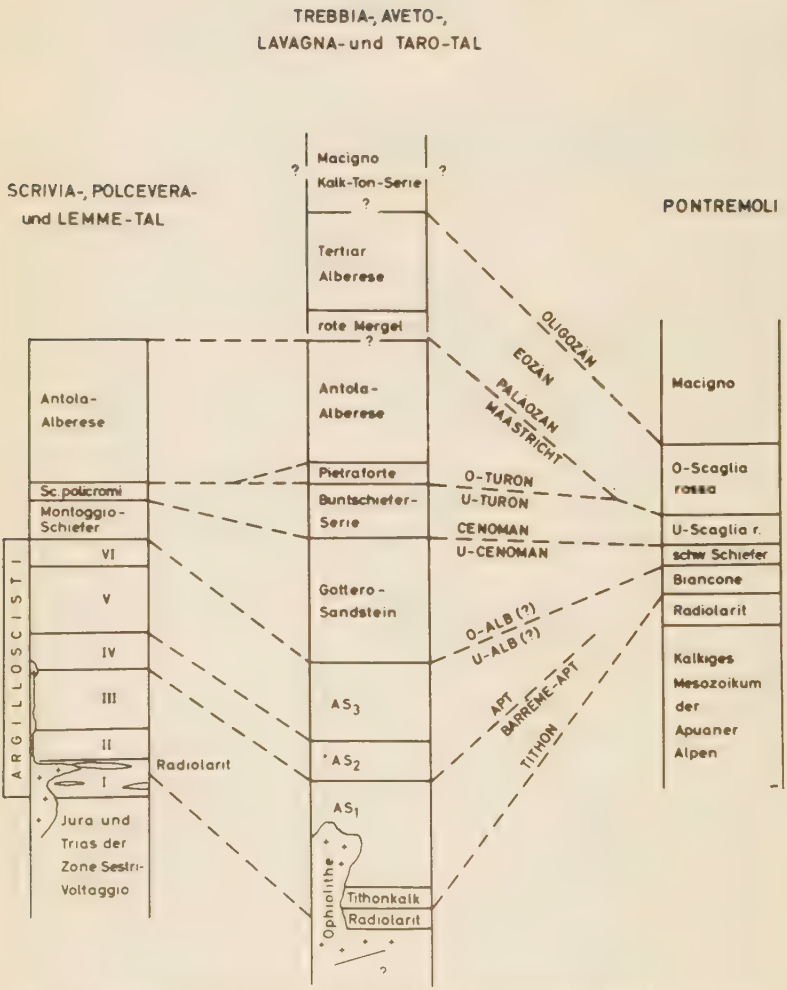


Abb. 3 Gegenüberstellung stratigraphischer Profile des Nordapennin nach K.J. REUTTER 1961
Für das Untersuchungsgebiet (links) abgeändert.

3.231 Niveau I Tonschiefer und Tonschiefer mit Kalken

Das unterste Niveau bilden die bereits oben erwähnten kalkfreien, serizitischen Tonschiefer. Das Gestein ist meist bräunlich bis rötlich, aber auch grüne und glänzend schwarze Tönungen sind nicht selten. Das glänzende Schwarz ist allerdings nur auf die glatt spaltenden Schichtflächen beschränkt, während andere Bruchflächen in einem solchen Gestein meist graue Farben liefern. Die Härte dieser Schiefer ist sehr gering, sie lassen sich leicht schon zwischen den Finger zerbröckeln. Meist sind sie durch eine sehr gute Spaltbarkeit in der Schichtebene, die fast stets mit den Schiefrigkeitsflächen übereinstimmt, ausgezeichnet. Wie schon oben besprochen zeigt dieses Niveau stratigraphische Übergänge sowohl zu den Lias-Kalktonschiefern (im Süden), als auch zu dem oberjurassischen Pünktelkalk im Norden. Dieser scheint allerdings auch teilweise nur in die Argilloscisti eingeschaltet zu sein. Das Niveau I vertritt also teilweise den Pünktelkalk, und da es noch unter dem Radiolarit-Niveau sitzt, muß es noch vollständig zum oberen Jura gerechnet werden. Im Hangenden wird es im Süden durch Spilit und Radiolarit vom Niveau II getrennt, während im Nordteil Spilit und Radiolarit nur vereinzelt auftreten, und sonst direkte stratigraphische Übergänge bestehen.

Besonders typische Aufschlüsse für die Schichten des Niveau I liegen im südlichen Teil im Gebiet zwischen Lias und dem Spilit des Mt. Figogna, z.B. an der Cresta Timone, während der ununterbrochne Übergang aus den Lias-Kalktonschiefern am Oberlauf des Rio dei Torbi besonders schön dokumentiert ist. Im Nordteil liegen die wichtigsten Vorkommen dieses Gesteins zwischen Pietra Lavezzara und Isoverde und zu beiden Seiten der Lemme.

In ganz frischen Aufschlüssen zeigt es sich, daß auch diese im allgemeinen als völlig kalkfrei angesprochenen Tonschiefer doch vereinzelte Lagen eines ziemlich stark verunreinigten Sandkalkes führen. Dieser zeichnet sich aber durch eine sehr tiefgründige Verwitterung aus. Der Kalkge-

halt wird weggeführt, und das zurückbleibende klastische Material unterscheidet sich in schlechten Aufschlüssen kaum von den angewitterten Tonschiefern. Allerdings sind die so meist verborgen bleibenden Kalklagen relativ selten, wie auf der frisch eingeschnittenen Trasse für die Pipeline Genua - Schweiz festgestellt werden konnte. Stellenweise können sich die kalkigeren Lagen auch häufen, und sie sind dann auf der Karte als "kalkarme Argilloscisti" ausgeschieden. Sie folgen z.B. auf weite Strecken unmittelbar dem Lauf der Lemme. Gerade diese Vorkommen sind aber nicht sehr eindeutig, denn an einigen Stellen hat es den Anschein, daß es sich hier um gerade noch angeschnittene Lias-Kalktonschiefer in Antiklinalstellung handelt. Aber in vielen anderen Fällen liegen einwandfreie Einschaltungen innerhalb des Niveau I vor. Im Südteil sind sie am Westrand des Spilitzuges häufig. Diese Lage am oberen Rand des Niveau I für die kalkigen Einschaltungen wird zwar bevorzugt, aber auch in allen übrigen Horizonten finden sich sehr vereinzelt kalkigere Partien. Der Übergang aus den "normalen" Tonschiefern ist auf dem Weg von Isoverde nach Ghersi gut aufgeschlossen. Mit der Einschaltung der Kalkbänke, die mit einer Mächtigkeit von 3 mm beginnen, wechselt auch die Farbe und geht von den rotbraunen Tönen zu Schwarz über, und die Mächtigkeit der Sandkalklagen steigt bis auf 20 cm an. Diese rhythmische Sedimentation von Sandkalk und Tonschiefer macht aber auf geringe Erstreckung in der Streichrichtung wieder reinen, schwarzen Tonschiefern Platz.

Dünnschliffe aus den karbonatreichen Partien ergaben übereinstimmend folgendes Bild: In einer Grundmasse von völlig umkristallisiertem Kalk ruhen einzelne eckige Quarzkörner und untergeordnet saurer unzersetzter Plagioklas und Glimmer. Die tonige Substanz hat sich vor allem an den Kalzitkristallgrenzen angesammelt und zeigt Serizitneubildung. Für die reinen Tonschiefer dieses Niveaus ist stellenweise eine sehr starke Verquarzung typisch. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Lateralsekretion.

Fossilien, selbst Bruchstücke waren in diesem Niveau nicht nachzuweisen. Aus den oben genannten Gründen gehört es je-

doch wahrscheinlich zum Jura. Die Mächtigkeit muß im Süden mit etwa 30, im Norden mit 150 m angenommen werden.

3.232 Niveau II Dick- und dünnbankige Kalke mit Tonschiefern

In die im großen kalkfreien Argilloscisti des Niveau I schalten sich im Nordteil des Gebiets im Hangenden mächtige Bänke eines hellen, feinkörnigen Kalkes ein. Durch seine typische Ausbildung nimmt er die Stellung eines Leithorizontes innerhalb der Argilloscisti des Nordteils ein. Aber trotzdem ist auch bei diesem Niveau der Fazies- und der Mächtigkeitswechsel in der Streichrichtung (N - S) auffallend. Die größte Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet erreichen diese Kalke östlich von Pietra Lavezzara im Rio Riasso. Hier sind die ein bis zwei Meter mächtigen Kalkbänke nur durch wenige Zentimeter bräunliche Tonschiefer getrennt, so daß in einem zentralen Teil ein Paket von etwa 50 m massiver Kalke sedimentiert worden ist. Teilweise sind sie allerdings auch als Mergelkalke ausgebildet. Im Liegenden und im Hangenden werden die Tonschieferzwischenlagen mächtiger. Aber auch diese Gesteine wurden bei der Kartierung noch als "kalkreiche Argilloscisti (dickbankig)" ausgeschieden. In vielen Querprofilen fehlt eine solche mächtige Partie massiver Kalke nämlich völlig, und das gesamte Niveau II wird durch einzelne, allerdings typische, Kalkbänke im Meterbereich repräsentiert. In den harten, blaugrauen Kalken ist oft eine feine Bänderung durch Kalzitlagen in der Schichtung zu beobachten, die weniger als 1 mm mächtig sind. Sie treten aber auch ohne dieses Charakteristikum auf. Im Gelände lassen sich die Schichten des Niveau II gut verfolgen, weil die massiven Kalke aus den nachgiebigeren Tonschiefern leicht herauspräpariert werden, und seine Schichtköpfe immer wieder selbst aus Wiesen und Äckern herausragen.

Im Dünnschliff ergibt sich für diese dickbankigen Kalke folgendes Bild: In der Grundmasse des feinkörnig umkristallisierten Kalks ruhen seltene, wenig ausgeprägte ton-

reichere Lagen. In einzelnen Linsen ist in der Grundmasse feinstkörniger Quarz angereichert. Der nicht sehr häufige Pyrit liegt meist in Form von Kolonien kleiner Kügelchen vor, die wahrscheinlich organogen sind. Kreisrunde, randlich verquarzte Gebilde deuten auf Radiolarien. In einer Probe, die in der Nähe des Friedhof von Pietra Lavezzara genommen wurde, fanden sich eigenartige organische Reste. In der dunklen, sehr feinen Kalkgrundmasse ruhen zahlreiche schlauchartige Gebilde von 2 bis 3 mm Durchmesser. Sie zeigen charakteristische Einbuchtungen und sind mit weißem Kalzit erfüllt. Das Innere ist restlos umkristallisiert, so daß irgendwelche Strukturen nicht mehr feststellbar sind. Mit einiger Wahrscheinlichkeit handelt es sich um Reste nicht näher bestimmbarer Kalkalgen, deren undeutliche äußeren Umrisse auch nur wegen ihrer primären massiven Kalkfüllung erhalten geblieben sind. Zu einer Aussage zur Altersfrage lassen sich diese Reste jedenfalls kaum verwerten. Zwischen Rebora und Ghersi zeigen die Kalke dieses Niveaus bereits äußerlich eine eigenartige Fleckung. Im Schliff ergibt sich, daß es sich um eine unterschiedlich ausgeprägte Umkristallisation des Kalkes auf engsten Raum handelt. Vielleicht handelt es sich auch hier um stark deformierte "Kalkalgen". Die grob umkristallisierten Partien zeigen auf jeden Fall im Gegensatz zu der Grundmasse auch nicht die kleinsten Quarzeinschaltung.

Die dickbankigen Kalke des Niveau II zeigen schon ab Pietra Lavezzara einen allmählichen Faziesumschwung in Richtung Süden. Das Gestein zeigt eine rauhere Oberfläche, und die Bankmächtigkeit nimmt ab. In dieser Form läßt sich der Kalkzug bis an den Lias zwischen Rebora und Campora heranverfolgen, unter dem er dort verschwindet. Der in der gleichen stratigraphischen Lage im Südteil auftretende Kalk zeigt ein völlig verändertes Bild. Hier ist im Hangenden von Spilit und Radiolarit der dickbankige, plumpe, nur großräumig verfaltete helle Kalk des Nordteils einem dünnbankigen, dunklen Kalk gewichen. Die nur 10 - 20 cm mächtigen Kalklagen werden jeweils durch wenige Zentimeter schwarzen Tonschiefers voneinander getrennt. Zwischen

Nord und Süd scheint aber kein einfacher Faziesumschwung vorzuliegen, sondern eher ein gegenläufiges Auskeilen. In einem Übergangsbereich existieren nämlich auch beide Ausbildungen des Niveau II nebeneinander. So folgen südlich von Campomorone auf das in Südfazies ausgebildete Niveau II noch kleinere Einschaltungen des Niveau II in Nordfazies. Dagegen sind zwischen Langasco und Pietra Lavazzara unter den dickbankigen Kalken auch noch die dünnbankigen aufgeschlossen.

Diese dünnbankigen Kalke des Niveau II schmiegen sich fast ohne Ausnahme eng an den Spilit, von dem sie nur durch die hin und wieder auftretenden Radiolarite oder an wenigen Stellen durch ein nur sehr schmales Band reiner, bräunlicher oder schwarz glänzender Tonschiefer vom Typ des Niveau I getrennt werden. Es liegt hier ein Vergleich mit der Basis der Argille scagliose jenseits des Mt. Antola-Alberese-Komplexes nahe. K.J. REUTTER 1961 beschreibt aus dem Gebiet des Passo del Bocco eine sehr ähnliche Schichtfolge. Über Spilit und Radiolarit folgen hier Tithonkalke mit Calpionellen. Trotz der ähnlichen stratigraphischen Lage sind weitere Übereinstimmungen zwischen den beiden Kalken nicht gegeben. Vor allem der von K.J. REUTTER beschriebene Kieselsäuregehalt fehlt in den Kalken des vergleichbaren Niveaus im Untersuchungsgebiet fast völlig.

Im Untersuchungsgebiet nehmen diese dünnbankigen Kalke in der Gegend um Livellato den größten Raum ein. An der neu erbauten Straße zu diesem Ort sind sie sehr schön aufgeschlossen. Ihr Zusammenhang mit Spilit und Radiolarit wird auch an der zum Transport des Aufschüttungsmaterials für den Flughafen neu erbauten Straße von der Höhe von Cornigliano zur Küste sehr klar ersichtlich.

Im angewitterten Zustand erinnern diese dünnbankigen Kalke wegen ihrer blaugrauen Anwitterungsfarbe und der rundlichen Verwitterungsformen stark an das Rät, von dem sie sich aber, ganz abgesehen von der stratigraphischen Stellung, schon wegen des Fehlens von Korallen und Zweischaler-

breccien, deutlich abheben. Dünnschliffe ergaben für die dünnbankigen Kalke keinerlei Fossilien. Der recht reine Kalk ist restlos umkristallisiert, Lagen feinster Quarzkörner sind sehr selten. Die Mächtigkeit des Niveau II schwankt zwischen 30 und 150 m.

3.233 Niveau III, Tonschiefer und Tonschiefer mit Kalken

Das Niveau II der Argilloscisti wird im großen wieder von fast kalkfreien Tonschiefern gebildet, die in ihrer Ausbildung stark an das gleiche Gestein aus Niveau I erinnern. Das Hauptverbreitungsgebiet dieses Horizonts ist das untere Polceveratal, nach dem diese Tonschiefer auch "Scisti di Val Polcevera" genannt worden sind. Hier liegt aber wohl nicht nur flächenmäßig ihre größte Ausdehnung vor, sondern sie sind hier auch am mächtigsten entwickelt und bilden das stärkste Niveau der Argilloscisti, während sie gegen Norden diese Stellung an die Sandkalke und Tonschiefer des Niveau IV abgeben müssen.

Gegenüber den Tonschiefern des Niveau I zeichnen sie sich durch einen höheren Anteil grobkörnigeren Materials aus. Der Übergang von den Kalken des Niveau II ist stellenweise recht abrupt, anderenorts ist eine Übergangszone von Sandkalken mit immer zahlreicher werdenden Tonschieferlagen dazwischengeschaltet. Eine Besonderheit ist der in manchen Partien recht hohe Mangangehalt, der die Tonschiefer schwarzbraun färbt und ihnen die sonst so ausgezeichnete Spaltbarkeit nimmt. Es handelt sich um Lagen eines dichten sandigen Schiefertons, die 10 cm nicht übersteigen. Mit Salzsäure reagieren sie nicht. In diesem Gestein wechseln Stellen einer intensiven Durchtränkung mit Manganlösungen, die, wie sehr gut zu sehen ist, entlang kleinen Rissen migrierte, mit Gebieten völliger Ausbleichung. Diese werden nur längs kleiner Spalten von dendritischen Manganfiguren durchzogen. Dieser Manganreichtum ist vor allem etwa im ersten Drittel des Niveau III im Südteil des Arbeitsgebietes auffallend. Über diesen Einschaltungen folgen wieder normal ausgebildete, kalkfreie,

hellgraue bis bräunliche Tonschiefer, in die sich eine etwa 2 m mächtige Bank ziemlich grober Sandsteine einschiebt. Dieses Stratum konnte natürlich nicht auskartiert werden, aber es ließen sich von der Küste bis gegen Campomorone an vielen Stellen stets im gleichen Niveau grobklastische Partien nachweisen. Im Gegensatz zu den Kalksandsteinen der höheren Niveaus der Argilloscisti, erweist sich dieses Gestein als sehr resistent gegenüber der Verwitterung, und oft durchbricht diese Bank die Grasnarbe. Im Dünnschliff ergibt sich folgendes Bild: Mit etwa 50 % bildet zum Teil undulös auslöschender Quarz den Hauptbestandteil. Auffallend ist die oft länglich ausgewalzte Form, die zusammen mit den lagigen Muskowit-Partien auf Metamorphite unter den Sedimentspendern schließen lassen. Fernerhin finden sich saure Plagioklase, Orthoklas, Biotit und Chlorit. Außerdem ist ein erheblicher Anteil von Brocken sedimentären Materials (Sandkalk und Mergel) vorhanden, der den Feldspat überwiegt. Da die Matrix detritisch ist, ist das Gestein nach PETTIJOHN als lithische Grauwacke anzusprechen. Auffallend sind die durch sekundäre Auflösungen und Anwachsungen stark zerlappten Korngrenzen der im großen eckigen Quarze und Plagioklase. Fossilreste ließen sich nicht nachweisen.

Im Hangenden dieser grobklastischen Einschaltung folgt eine stets nur geringmächtig entwickelte Folge von Sandkalken in Wechsellagerung mit Tonschiefern. Dieser Horizont ist, mit der für das faltungsfreudige Gestein typischen Verformung, sehr gut an der auf der Westseite der Polcevera verlaufenden Straße wenig südlich der Abzweigung nach Borzoli, aufgeschlossen. Andere Einschaltungen in diesem Niveau finden sich westlich von Murta, westlich von Biagio und bei Campomorone. In den Gebieten zwischen diesen isolierten Vorkommen keilen die Sandkalke aus oder nehmen eine so geringe Fläche ein, daß sie bei dem gewählten Maßstab der Kartierung nicht mehr berücksichtigt werden konnten. Die Einschaltungen setzen sich auch über Campomorone hinaus gegen Norden fort, liegen aber bereits außerhalb des Kartierungsgebietes.

Die verschiedenen, in allen sechs Niveaus der Argilloscisti immer wiederkehrenden, Sandkalklagen lassen sich meist weder im Einzelaufschluß noch im Dünnschliff mit Sicherheit einem der sechs Niveaus zuordnen. Ihr mikroskopisches Bild ist stets etwa folgendes: Der Grad der Umkristallisation der kalkigen Grundmasse schwankt von Aufschluß zu Aufschluß. In ihr ruhen einzelne Quarzkörner von etwa 0,2 mm Durchmesser. Das Schliffbild ist von Tonmineralen überstäubt. Der recht seltene Pyrit ist wohl organischer Herkunft. Feldspat und Muskowit sind sehr selten.

Auf diese Sandkalkeinschaltungen im Niveau III folgen wieder mächtige reine Tonschiefer in den oben genannten Farben. Erst beim Einsetzen neuer Sandkalkeinschaltungen, die den Horizont IV einleiten gehen die rötlich blonden Tonschiefer in hellgraue bis tiefschwarze über. In diesem Grenzbereich ist auch wieder ein erhöhter Mangangehalt und stärkere Verquarzung festzustellen. Typisch ist ebenfalls das häufige Auftreten graugrünlicher Schiefertone mit nur relativ schlechter Spaltbarkeit.

Die Mächtigkeit des Niveau III mit seinen fast reinen Tonschiefern läßt sich nur sehr schwer abschätzen. Die Hauptkriterien bleiben die Breite des von diesen Sedimenten eingenommenen Raums und deren durchschnittliches Einfallen. Dieses kann mit etwa 45° gegen E angenommen werden. Ganz im Süden nimmt der Horizont etwa eine Breite von 2,5 km ein, schwillt dann in Höhe von Morigallo auf fast 4 km an, um gegen N rasch abzunehmen. Im Rio Riasso, östlich von Pietra Lavezzara sind es trotz gleichsinnigem Einfallen des Geländes nur noch ein knapper Kilometer, und am Nordende des Gebietes, der Straße von Fraconalto nach Tegli etwa 800 m, allerdings in einer erheblich steileren Lagerung. Es muß also etwa mit einer von Süd nach Nord von 1 000 m auf 400 m zurückgehenden Mächtigkeit gerechnet werden. Daß bei dem naturgemäß recht ungenauen Verfahren für Verdoppelungen durch Faltung oder Bruchtektonik nur ein grober Wert in Abschlag gebracht werden kann, läßt sich bei diesen einheitlichen, nicht einmal besonders gut aufgeschlossenen, Serien nicht vermeiden. Auch die Alters-

einstufung ist wegen der fehlenden Fossilien recht schwierig. Zusammen mit Niveau II ist es wahrscheinlich in die unterste Unterkreide zu stellen, da beide zwischen den sicher jurassischen Radiolariten und fossilbelegter höherer Unterkreide auftreten.

3.234 Niveau IV, Tonschiefer mit Sandkalken und Kalksandsteine

Das Niveau IV wird von einer Wechselfolge aus Sandkalken, dunklen Tonschiefern und Kalksandsteinen gebildet. Der Übergang vom Niveau III geht wie oben geschildert über zuerst spärliche Einschaltungen von Sandkalken in die kalkfreien Argilloscisti, die dabei ihre Farbe gegen dunkelgrau bis schwarz ändern. Die schwarzen Tonschiefer verlieren ihren sonst typischen Glanz (vielleicht auf Grund der Abnahme der Metamorphose), und es schalten sich teilweise leicht mergelige Partien ein. In ihrem Hangenden verstärkt sich der klastische Anteil des Sandkalkes, und dieser geht in Kalksandstein über. In einem Zwischenbereich bestehen auch beide nebeneinander, d.h. in die Wechsellagerung schwarzer Tonschiefer mit Sandkalklagen, die zum Teil eine ausgezeichnete Boudinage zeigen, schalten sich vereinzelt Kalksandsteinbänke bis zu 50 cm Mächtigkeit ein. Die Sandkalklagen dagegen haben selten mehr als 10 cm Mächtigkeit. Allmählich tritt der Sandkalk völlig zurück, die Farbe der Tonschieferzwischenlagen wird wieder braungrau und Kalksandsteinbänke zwischen 50 cm und 3 m Mächtigkeit charakterisieren das Gestein. Beim Croce di Via, östlich von Mignanego, steht etwa an der Grenze zum Niveau V eine zehn Meter mächtige Kalksandsteinbank an.

Der Kalksandstein ist im frischen Zustand dicht und mittelgrau und zeigt kein graded bedding. Meist ist er aber tiefgründig verwittert. Die Verwitterung besteht vorwiegend aus einer Auslaugung des Kalkgehaltes, das Gestein wird porös und durch die Oxydation des in ihm reichlich enthaltenen Pyrits dunkel- bis rotbraun. Das im frischen Zustand harte Gestein wird weich und hebt sich morphologisch

kaum von den reinen Tonschiefern ab. In Naturaufschlüssen ist es selten anzutreffen und dann auch wenigstens 20 cm tief verwittert. Die Bedeutung dieses Gesteins für die Zusammensetzung des Niveau IV ist, nur in Straßen- oder anderen künstlichen Aufschlüssen zu erkennen.

Diese Kalksandsteinbänke lieferten auch die tiefsten bestimmbaren Fossilien der Argilloscisti, wenn auch noch in sehr schlechter Erhaltung.

Gute Aufschlüsse im Niveau IV finden sich an der Straße vom Polceveratal nach Begato, hier ist vor allem auch der Übergang zu Niveau III gut ersichtlich, während der Übergang zu Niveau V sehr gut und frisch an der Straße Pedemonte - Casella erschlossen ist. Die Tonschieferlagen zwischen den einzelnen Kalksandsteinbänken werden zusehends mergeliger, und die Korngröße in den Kalksandsteinbänken nimmt ab, so daß sich beide Gesteine zu Mergeln entwickeln. Diese bilden die mächtige einheitliche Serie des Niveau V. Der Übergang geht aber keinesfalls kontinuierlich vonstatten, sondern es schalten sich sogar Sandkalklagen dazwischen. Eine genauere Stratigraphie des Übergangs ließ sich trotz der relativ guten Straßenaufschlüsse nicht aufstellen, da die Serie intensiv verfaltet ist, und häufige Wiederholungen nicht unterscheidbarer Schichten vorliegen.

Auch die Mächtigkeit dieses Niveaus schwankt im Untersuchungsgebiet sehr stark. Im Südteil wird er durch einen schmalen Übergangsbereich von Niveau III zu Niveau V von höchstens 100 m repräsentiert, während er gegen Norden gewaltig anschwillt. Schon etwa in der Höhe von Mignanego dürften 300 m knapp bemessen sein, und H. IBBEKEN schreibt ihnen für das Gebiet des Castagnola-Passes 400 m zu. Die ungefähre Altersstellung ergibt sich aus den gefundenen Fossilien und durch die sehr gute Übereinstimmung mit dem AS_2 (nach K. J. REUTTER). Fazies, Fossil-Führung und -Erhaltung sind praktisch identisch mit diesen etwa 40 km weiter im Osten anstehenden Serien.

Im Untersuchungsgebiet wurden Proben für fossilführende Schliffe westlich von Cremeno, östlich von Mignanego und

oberhalb Pedemonte genommen. Es wurden Heterohelix und Lenticulina (?) gefunden. Das Niveau ist wahrscheinlich wie die AS_2 etwa ins Apt zu stellen.

Die Fossilien sind an die stärker sandigen Partien gebunden, die im Schliff folgende Besonderheiten zeigen:

Es stellt sich heraus, daß neben Sandkalken und Kalksandsteinen auch grauwackenartige Gesteine mit detritischem Quarz als Bindemittel auftreten. Der Feldspatanteil tritt stark zurück, dafür sind Sedimentbrocken, vor allem Sandkalk und Dolomit häufig. Glimmer und serizitisierte und kalzitisierte Orthoklase zeugen von sauren Sedimentspendern, während Epidot, Zoisit und Chlorit auf metamorphe basische Gesteine schließen lassen. Sehr viel Eisenerz und zahlreiche authigene Dolomitrhomboeder ruhen in der Grundmasse. Die Fossilien liegen als Pyritsteinkerne vor; die Schalen sind verkieselt oder ganz weggelöst.

3.235 Niveau V, Sandkalke und Mergel

Niveau V ist neben Niveau II der auffallendste Bestandteil der Argilloscisti. Sein Übergang aus dem Liegenden ist oben schon besprochen worden. Er wird im großen von einer mächtigen Folge ziemlich einheitlicher Mergel gebildet, deren klastischer Anteil jedoch hin und wieder auch so grob wird, daß einzelne Lagen als Sandkalke angesprochen werden müssen. Die besten Aufschlüsse finden sich an der Straße Pedemonte - Casella, aber auch in zahlreichen anderen künstlichen Aufschlüssen sind sie gut zu beobachten. Die Sedimente ähneln außerordentlich dem Antola-Alberese. Wie dieser zeigen sie eine ausgeprägte rhythmische Sedimentation, die sich in einem Wechsel von Sandkalk zu Mergel äußert. Auch in der Farbe besteht große Übereinstimmung, für beide sind blaugraue, stellenweise ins gelbliche tendierende Tönungen typisch. Ein Unterschied liegt im Fehlen von Helminthoideen in den Argilloscisti. Auch das Auftreten gröber klastischen Materials hat der Antola-Alberese dem Niveau V voraus. Das Vorkommen von Fukoideen dagegen ist beiden Straten gemeinsam. So wurden im Niveau V der

Argilloscisti 200 m südlich von der Bocca Frascone und im Bachbett 300 m östlich von Cremeno in sehr feinen, blauen, gelblich anwitternden, Mergeln Bänke mit zahlreichen Fukoideen gefunden.

Diese weitgehende Ähnlichkeit mit dem Antola-Alberese hat zu zahlreichen Verwechslungen der beiden Straten geführt. So ist auf dem Blatt Genova der Geologischen Karte von Italien fast stets der Horizont V als Alberese ("Eozän") auskartiert, während auf dem Blatt Rapallo meist die richtige Grenze des Antola-Alberese gegen die Argilloscisti (hier als Scisti galestrini bezeichnet) ausgeschieden wurde. Auf diese Weise wird klar, warum die beiden oben genannten Karten in keiner Weise aneinander passen.

Besonders charakterisiert sind die Gesteine des Horizont V auch durch ihre eigenartige Tektonik, die aber auf einige Sandkalklagen mit einer Bankmächtigkeit bis zu 15 cm beschränkt bleibt. Jede dieser Sandkalkbänke ruht isoliert zwischen mächtigen Mergellagen. Beim Einsetzen der Tektonik ist der Sandkalk restlos von seiner Ober- und Unterlage abgeschert und ist in sich intensiv, aber gleichsinnig verfaltet worden. Dicht nebeneinander ruhen die engen, isoklinalen Falten im Dezimeterbereich, so daß auf den Schichtflächen der ungefalteten Mergel, sich die einzelnen Stränge des Sandkalks enggedrängt nebeneinander erheben. Diese Erscheinung und zahlreiche andere interessante tektonische Besonderheiten werden ausführlich von H. IBBEKEN beschrieben, in dessen Arbeitsgebiet bei Ronco Scrivia und an der Straße Casella - Pedemonte die besten Aufschlüsse mit diesen Erscheinungen liegen.

Im Niveau V läßt sich die Unterscheidung zwischen inverser und normaler Lagerung auf Grund der ausgeprägten rhythmischen Sedimentation und den Besonderheiten der Unterseiten (load casts, flute casts usw.) leicht treffen.

Auch dieses Niveau zeigt eine Verschiebung seiner Mächtigkeit von Süd nach Nord. Im Süden, z.B. in der Höhe von Begato haben diese Schichten allenfalls eine Mächtigkeit

von 50 m, und von diesen entfällt noch der kleinste Teil auf reine Mergel, während die Kalksandsteine noch recht kräftig vertreten sind. Die typische aus dem Nordteil beschriebene "Würstelung" fehlt fast völlig. Etwas gröbere Lagen in den Mergeln zeigen dafür eine recht gut entwikkelte Fließfaltung (convolute lamination), die sich stets auf eine Bank beschränkt und deren Ober- und Unterseite planparallel läßt.

Gegen Norden gewinnt die Serie sehr schnell an Mächtigkeit und erreicht in der Höhe von Mignanego mit rund 400 m ihren maximalen Wert.

Auch das Niveau V zeigt deutliche Parallelen mit dem entsprechenden Horizont der Argille scagliose. Bis in Einzelheiten stimmt es mit den "Schiefern im Lavagnatal" (AS_3 nach K. J. REUTTER) überein. Selbst die eigenartige Tektonik ist beiden Straten gemeinsam.

Die Alterseinstufung ergibt sich weniger aus den in diesem Niveau gefundenen Fossilien (Heteroheliciden), als durch die exakt als Alb - Cenoman festgelegten hangenden Montoggio-Schiefer. Wie das AS_3 ist Niveau V und die unbedeutende Übergangsserie VI in den Bereich Apt - U.-Alb (?) zu stellen.

3.236 Niveau VI, Kalksandstein, Sandkalke und Tonschiefer

Niveau VI führt sehr ähnliche Gesteine wie Horizont IV und stellt wieder eine Übergangsserie von den Mergeln des Niveau V zu Tonschiefern dar. Auch hier sind es wieder Sandkalke und Kalksandsteine, die sich zwischen Mergel und die "Montoggio-Schiefer" schieben. In den oberen Partien des Niveaus V werden die Mergel bankweise etwas grobklastischer, und einzelne noch sehr feine gelbe Kalksandsteinbänke stechen von den blauen Mergeln ab. Die dazwischengelagerten Mergel verlieren allmählich ihren Kalkgehalt und gehen in braungraue Tonschiefer über. Diese Partie ist bereits zum Niveau VI zu rechnen. Die Farbe der Tonschiefer wird gegen das Hangende tiefschwarz; sie zei-

gen eine ausgeprägte Schiefrigkeit. In diese schwarzen Tonschiefer schalten sich jetzt neben den bis zu 3 m mächtigen, gelblichen, weichen Kalksandsteinbänken, schmale dunkle Sandkalklagen ein. Diese zeigen oft eine gut ausgeprägte Boudinage. Die hellen Kalksandsteine treten allmählich zurück, und in einem schmalen Bereich finden sich in den schwarzen Tonschiefern neben den dunklen Sandkalken vereinzelte bis 40 cm mächtige Partien eines ziemlich grobkörnigen Sandsteins. Unter dem Mikroskop erwies er sich als eine feldspätische Grauwacke.

Für die Sandsteine dieses Horizonts ist wieder eine stets deutlich ins Auge fallende Fließfaltung charakteristisch, die sich ebenfalls nur auf das Sedimentmaterial einer Bank beschränkt und deren Ober- und Unterkante unverfaltet und planparallel läßt. Der relativ hohe Glimmergehalt läßt die unregelmäßige, oft sehr weit vorgreifende, liegende Verformung recht gut sichtbar werden. Weiter gegen das Hangende werden die schwarzen Tonschiefer allmählich auf Grund eines erhöhten Kieselsäuregehalts härter, und die Kalk- und Sandsteinlagen treten stark zurück, und wir kommen zur Fazies des nächst höheren Niveaus, der Montoggio-Schiefer.

Gute und typische Aufschlüsse für das Niveau VI finden sich im Untersuchungsgebiet bei Begato, östlich von Geminiano und an der Straße nach San Olcese kurz vor der großen Antola-Alberese-Steilwand. Die Mächtigkeit des Niveau VI nimmt im Gegensatz zu der von Niveau IV und V gegen N ab. Im Süden, etwa bei Granarolo muß ihm eine Mächtigkeit von 200 m zugestanden werden, während sie etwa bei Casella nur noch 70 m erreichen. An Fossilien fanden sich in der beschriebenen Erhaltung Heterohelicіden und Globigeriniden.

3.24 Die Oberkreide-Serien

3.241 Die Montoggio-Schiefer

Die Montoggio-Schiefer sind nach ihrer Ausbildung und der Art ihres Auftretens zu den Argilloscisti zu rechnen, von denen sie sich nur unwesentlich abheben. Wenn sie trotzdem einen Namen erhielten, der sie von den anderen Argilloscisti trennt, so nur weil ihr Äquivalent in der Argille scagliose östlich des Mt.Antola-Alberese-Komplexes, der Mt. Gottero-Sandstein, sich dort deutlich in der Fazies von der Argille scagliose abhebt, und aus diesem Grunde auch im Namen von der Argille gesondert wurde.

Die Bezeichnung Montoggio-Schiefer wurde nach dem Ort Montoggio am Oberlauf der Scrivia gewählt, der auf diesen Schiefern erbaut ist, und in dessen unmittelbarer Umgebung sie sehr gut erschlossen sind. Die ältere Bezeichnung Galestri ließ sich nicht mehr verwenden, weil mit ihr, z.B. auf dem Blatt Rapallo weite Teile auch der übrigen Argilloscisti belegt waren. Ein Lokalitätsnamen schafft dem gegenüber klare Verhältnisse.

Die Montoggio-Schiefer sind harte, kieselige bis sandige Tonschiefer, in die einzelne, seltene Sandkalklagen eingeschaltet sind. Durch einen hohen Mangan- und Pyrit-Gehalt sind sie tief braunschwarz gefärbt. Das Gestein ist meist zu einem scharfkantigen harten Grus zerfallen. Typisch für Gebiete des Auftretens dieses Gesteins sind schwarze, vegetationslose Hänge, da das kieselige Material von der Verwitterung kaum angegriffen wird, und andererseits der völlige Zerfall durch die Tektonik eine extreme Wasserdurchlässigkeit zur Folge hat. Dieses interessante Gestein soll hier ebenso wie die hangenden Scisti Policromi und der Antola-Alberese nicht näher besprochen werden, da es im angrenzenden Arbeitsgebiet von H. IBBEKEN ausführlich untersucht worden ist. Die Mächtigkeit der Montoggio-Schiefer schwankt im Untersuchungsgebiet sehr stark, und es läßt sich auch nicht wie bei den anderen Horizonten der Argilloscisti eine Tendenz von Nord gegen Süd feststel-

len. Von Aufschluß zu Aufschluß wechselt ihre Mächtigkeit, eben nehmen sie noch wie bei San Olcese, wo sich auch die besten Aufschlüsse dieses Niveaus im Arbeitsgebiet finden, einen mehrere hundert Meter breiten Streifen ein, um wenig südlich von hier praktisch auszukeilen. Aber auch nördlich von San Olcese behalten sie ihre Mächtigkeit nicht bei, und fehlen zum Beispiel bei Ronco Scrivia im Arbeitsgebiet von H. IBBEKEN völlig und werden durch eine Wechsellagerung schwarzer Tonschiefer mit Sandkalklagen in 20 cm-Abstand ersetzt. Ob hier eine fazielle Vertretung, eine Sedimentationslücke oder eine tektonische Unterdrückung vorliegt, ließ sich nicht entscheiden. Die Montoggio-Schiefer enthalten eine recht große Mikrofauna, die es gestattet ihr Alter festzulegen. In einer Probe aus Fregoso, 1 km nördlich von Granarolo fand sich folgende Fauna: Neben zahlreichen Globigerinen und Radiolarien tritt Ticinella, Praeglobutruncana und Rotalipora auf. Eine nähere Bestimmung der einzelnen Formen war wegen ungünstiger Schnittlage leider nicht möglich. Aus demselben Handstück nachgezogene Schliffe ergaben nur noch seltene Fossilbruchstücke. Aber auch ohne Angabe der Spezies läßt sich das Alter dieser Schichten doch auf Alb - Cenoman festlegen.

3.242 Scisti Policromi

Auf die Montoggio-Schiefer folgt im Hangenden ohne jeden Übergang der auffallendste Horizont der ganzen Serie, die Scisti Policromi. Tiefrote Tone mit einzelnen grünen und dunklen Einschaltungen fallen schon von weitem ins Auge, wenn Aufschlüsse vorhanden sind. Leider sind sie in diesen weichen, an der Basis des stark schotternden Antola-Albereses gelegenen, Schichten recht selten. Aber auch auf Äckern und Wegen verraten die charakteristisch gefärbten Lesesteine das Anstehende.

Die manchmal auftretende Grünfärbung ist in dem Gestein, dessen Schichtung sich wegen der durchgehenden Gleichförmigkeit kaum feststellen läßt, nicht horizontgebunden. In der Aufschlußwand sind rundliche Körper grüner Tone nicht selten. Die Grün- oder Rotfärbung des sonst gleichen Ma-

terials hängt offensichtlich nur von der Oxydationsstufe des Eisens ab. Der hohe Eisengehalt wird auch schon durch die zahlreichen, sehr schön ausgebildeten Knollen von Pyrit nach Markasit dokumentiert. Im Untersuchungsgebiet selbst sind keine besonders guten Aufschlüsse vorhanden. Der beste liegt gegenwärtig wohl etwas oberhalb von Montoggio an der Straße nach Torriglia im Arbeitsgebiet von H. IBBEKEN. Hier wird in einem kleinen Steinbruch der rote Ton als farbiges Streumittel für Tennisplätze und Parkwege abgebaut.

Auch die Mächtigkeit der Scisti Policromi schwankt sehr stark. Sichere primäre Mächtigkeitsschwankungen werden von den unverkennbaren Wirkungen der Tektonik überlagert. So fehlen bei San Olcese, gerade dort wo die Montoggio-Schiefer so überaus mächtig sind, die Scisti Policromi völlig, und auch im übrigen Arbeitsgebiet geht ihre Mächtigkeit selten über wenige Meter hinaus.

Fossilien fanden sich weder in Dünnschliffen, noch in Schlämmproben. Sie sind auch in diesem Gestein, dem Kalklagen oder Partien eines gröberen Materials völlig fehlen, kaum zu erwarten.

Bei Torriglia führen die Scisti Policromi jedoch einzelne kalkige Lagen, aus denen von K. J. REUTTER 1961 eine Mikrofauna beschrieben wird, die zur Einstufung Cenoman - U.-Turon führte. Da an dieser Lokalität das Gestein im gleichen Verband und in, bis auf die Kalklagen, gleicher Fazies vorliegt, kann diese Altersangabe bedenkenlos übernommen werden.

3.243 Mt. Antola-Alberese

Auch zu ihrem Hangenden zeigen die plastischen Scisti Policromi keine Übergänge. Abrupt beginnt die gewaltige Kalk-Mergel-Folge des Antola-Alberese. Der Vorsatz "Antola" wurde von K. J. REUTTER hinzugesetzt, um diese Oberkreide-Serie von dem in ähnlicher Ausbildung vorliegenden Tertiär-Alberese abzuheben, und der Faziesbezeichnung Alberese einen, durch eine eindeutige Lokalität bestimmten, scharf umgrenzten Inhalt zu geben. Der Antola-Alberese ist das

oberste Glied des Genueser Flyschs und mit etwa 1 000 m auch das mächtigste. Er wird aus einer monotonen rhythmischen Sedimentation von gradiertem Kalksandstein, Mergelkalk und Kalkmergel zusammengesetzt. Die Bankmächtigkeit wechselt, aber im Einzelaufschluß läßt sich eine Entscheidung über das Niveau des Antola-Alberese, in dem man sich befindet, nicht treffen. Das Gestein ist im Anschlag dunkel gefärbt, aber charakteristischer ist das helle Blaugrau des angewitterten Sediments, das die fast weiße Farbe größerer Alberese-Aufschlüsse erzeugt. Nur die Kalksandsteinlagen haben einen mehr gelblichen Verwitterungston. Ebenfalls typisch ist der muschlig, scherbige Bruch. Das Gestein ist reich an Helminthoideen, Fukoideen und den verschiedensten Wurmspuren. Die rhythmische Sedimentation und die an Sackungen und Fließmarken reichen Unterseiten ermöglichen immer eine Entscheidung, ob inverse oder normale Lagerung vorliegt.

Im Arbeitsgebiet blieben die Untersuchungen auf die Basis der mächtigen Folge beschränkt. Die rhythmische Sedimentation an der Basis des Alberese bildet auffallend grobe Kalksandsteine, mit einem Durchmesser der klastischen Komponente bis zu 2 mm. Im Schliff unterscheiden sich diese Partien nur durch das unterschiedliche Größenverhältnis von den anderen Kalksandsteinen. Eckige Quarze, frische Plagioklase, rundlicher Glaukonit, Muskovit und andere Gemengteile saurer magmatischer Gesteine sind neben Erz vorhanden. In der kalkigen Grundmasse finden sich zahlreiche Foraminiferenbruchstücke und Radiolarien. Die besten Chancen zum Auffinden bestimmbarer Fossilien bieten sich in Kalksandsteinen mit einem Korndurchmesser von etwa 0,3 mm. In Schliffen solcher Gesteine, direkt an der Grenze zu den Scisti Policromi genommen, konnten neben zahlreichen Globigerinen, unbestimmbaren Globotruncanenresten und Radiolarien, eine kleine rotalide Foraminifere und Globotruncana lapparenti coronata BOLLI gefunden werden. Für diese Form wird ein Auftreten vom mittleren Turon bis zum mittleren Santon angegeben. Globotruncanenfunde von H. IBBEKEN aus dem nördlichen Anschlußgebiet beweisen ebenso wie die

Inoceramenfunde, daß die höheren Teile des Antola-Alberese bis ins Maastricht reichen. Für ein Tertiäralter, auch nur der höchsten Teile, ergab sich kein Anhaltspunkt.

Im Raum nördlich von Genua fehlt das Eozän völlig. Erst im Oligozän setzt die Sedimentation ganz kurzfristig wieder ein.

3.25 Tertiär

3.251 Oligozänkonglomerat

Ein mächtiges Konglomerat liegt diskordant über allen älteren Schichtgliedern. Ungefaltet, nur durch epirogenetische Bewegungen verstellt, findet es sich im Untersuchungsgebiet in Höhen bis zu 900 m über NN.

Die Komponenten des Konglomerats zeigen eine außerordentlich strenge Abhängigkeit von den Gesteinen ihres Untergrundes. Ruht es auf der Gruppe von Voltri, führt es fast ausschließlich Grüngesteine. Das Konglomerat des Mt. Maggio dagegen, etwa 10 km weiter östlich, im Arbeitsgebiet von H. IBBEKEN, zeigt überwiegend Gesteine des Antola-Alberese und aus den Argilloscisti. Die Ophiolithe treten sehr stark zurück. Eine Mittelstellung, geographisch und auch in der Zusammensetzung, nimmt das Vorkommen von Fraconalto ein. Die Ursache für diese sehr starke Abhängigkeit der Zusammenstellung des Konglomerats vom Untergrund, ist nur in einem außerordentlich kurzen Transport zu suchen. Dafür spricht auch die oft gewaltige Größe der Gerölle, von denen manche ein Volumen von vielen Kubikmetern haben. Besonders an der Basis des Konglomerats von der Bocca Roncasci finden sich oft Blöcke gewaltigen Ausmaßes, ja es ist oft schwer zu entscheiden, ob noch anstehender Serpentinit vorliegt oder schon die Basis des Oligozänkonglomerats.

In den unteren Lagen sind die Gerölle auch noch völlig unsortiert und gar nicht abgerundet, zwei Tatsachen, die auch nicht für einen längeren Transport sprechen. Die enge Beziehung zum Untergrund wird im Arbeitsgebiet von

H. IBBEKEN an den Triasdolomitvorkommen innerhalb des Konglomerats sehr deutlich. An der Casa Pian di Castagne z.B. ragt aus dem Konglomerat eine kleine Insel restlos tektonisierten Triasdolomits empor. Im Oligozän ist sie wohl schon weitgehend abgetragen worden. In ihrer unmittelbaren Nähe ist Triasdolomit die einzige Komponente des Konglomerats. Die Dolomitgerölle sind aber streng an diese Insel gebunden, und schon in wenigen hundert Metern Entfernung beherrschen die Ophiolithe, die dort wohl anstehen, wieder das Feld.

Das Zement des Konglomerats ist detritisch, wird aber gegen Osten zusehends kalkiger.

Gesteine, die nicht anderweitig im Arbeitsgebiet anstehen, wurden nicht als Komponenten im Konglomerat gefunden.

Im untersuchten Areal selbst war eine Altersbestimmung nicht möglich, da hier feinklastische Lagen, die fossilführend sind, noch völlig fehlen. Diese treten erst in stratigraphisch höheren Teilen am Nordrand des Apennin auf, wo die gesamte gefaltete Schichtfolge unter den Sedimenten des Tertiärs der Padanischen Molasse verschwindet. Das Basiskonglomerat der Padanischen Molasse im Bereich des Untersuchungsgebietes entspricht sicher den hier beobachteten Konglomeraten. In seinen höheren Lagen zeigt es Mergelpartien mit Fossilien, die die Altersbestimmung ermöglichten. Zahlreiche Muscheln, Schnecken und eine große Mikrofauna führten zur Einstufung "Tongriano e Stampiano".

In Proben 50 m über das Basis des Konglomerats am Mt. Maggio fand H. IBBEKEN eine Mikrofauna, die zur Einstufung "Oberoligozän" führte. Da das Konglomerat sicher sehr schnell geschüttet worden ist, dürfte auch an der Basis kaum noch Unteres Oligozän vorliegen.

Im Untersuchungsgebiet finden sich von dieser Serie nur noch die Basiskonglomerate, die also auch noch ins Oberoligozän zu stellen sind. Wahrscheinlich kamen in den Gebieten in der Nähe der Wasserscheide nur noch diese, und auch das nur streckenweise, zur Ablagerung, da von den höheren Serien auch nicht der kleinste Rest erhalten ist.

Das Konglomerat entstand wohl bei einer Transgression über eine schuttbedeckte Fläche. Die höheren Lagen des Konglomerats entstammen wahrscheinlich zahlreichen Inseln, da ein weiter Transport nicht in Frage kommt. Da das Konglomerat über einem bereits recht ausgeprägten Relief abgelagert wurde, wechselt die Mächtigkeit stark. Im Untersuchungsgebiet sind maximal 100 m anzunehmen.

3.252 Pliozän

Postoligozäne Bildungen fehlen im Untersuchungsgebiet abgesehen von Verwitterungsschutt, Bergstürzen und der Talaue völlig. Nur bei Sestri stehen in unmittelbarer Küstennähe Mergel und Sandsteine des Pliozän an. Heute sind diese jungen, weichen Gesteine fast völlig von der Stadtverbauung verdeckt. Aufschlüsse finden sich z.B. im Bahneinschnitt zwischen Borzoli und Sestri, wo blaugraue Mergel und Sande teilweise nicht verbaut sind. Besser zu erreichen ist ein Aufschluß desselben Gesteins in Sestri, hinter dem Haus Via Giovanni Arrivabene 14. Zur Zeit der Untersuchung lieferte eine Autobahnbaustelle im Stadtgebiet sehr gute und frische Aufschlüsse. Hier waren von unten nach oben sichtbar: Zehn Meter blaugraue Mergel mit Kohleschmitzen und zahlreichen Zweischalerresten. Darüber hell- bis dunkelgelbe Mergel, und eine Wechsellagerung von feinkörnigem und grobkörnigem Glaukonitsand beschloß den Aufschluß nach oben. In den gelblichen Mergeln erbrachte eine Schlämmprobe eine überaus individuen- und artenreiche Fauna.

Neben Zähnen, Fischwirbeln, Sporen, Ostrakoden, Seeigelstacheln, Muschelbruchstücken wurden folgende Foraminiferen gefunden:

Amphistegina lessoni (d'Orb.) (bis 2,5 mm Durchmesser)
Elphidium crispum (Linné)
Eponides schreibersii (d'Orb.)
Robulus calcar (Linné)
Robulus orbicularis (d'Orb.)
Robulus rotulatus (Lamarck.)
Asterigerina sp.

Bolivina sp.
Bulimina sp.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerinoides sp.
Globorotalia sp.
Gyroidina sp.
Nodosaria sp.
Orbulina universa d'Orb.
Das zurückbleibende klastische Material besteht, wie nicht anders zu erwarten, fast ausschließlich aus Ophiolithbruchstücken. Diese Fauna ergibt in Übereinstimmung mit den Angaben von DELLA CAMPANA 1890 ein unterpliozänes Alter für diese Sedimente.

Eine vollständigere Profilbeschreibung und eine Mächtigkeitsangabe sind wegen der fehlenden Aufschlüsse heute nicht mehr ohne Bohrung zu machen. Mit einiger Sicherheit ruht dieses Pliozän direkt diskordant auf dem Mesozoikum, ohne Dazwischenschaltung des Oligozänkonglomerats. Der Meereseinbruch erfolgte wohl auf Grund junger, küstenparalleler Störungen, eine Annahme die im tektonischen Teil näher begründet wird.

3.3 Einordnung der Serien des Untersuchungsgebietes in das Fazies-Schema von Alpen und Apennin

Die Gruppe von Voltri ist ohne jeden Zweifel noch zum Penninikum der Westalpen zu rechnen. Das Auftreten gewaltiger Serpentinitintrusionen erinnert an das Hochpenninikum der Westalpen (STAUB, CRETTAZ, M. RICHTER), mit dem die Gruppe von Voltri wahrscheinlich in ihrer Gesamtheit zu parallelisieren ist. Die unterentwickelte Trias und die mächtigen Schistes lustrés mit ihren Grünschiefern im Jura sind typische Sedimente des penninischen Raums der Alpen.

Für die Sedimente der Zone Sestri - Voltaggio ist ein solcher Vergleich sehr viel problematischer. Einerseits ist sie mit der Gruppe von Voltri recht eng verknüpft, wie die große Ähnlichkeit zwischen Lias-Kalktonschiefern und

Schistes lustrés zeigt. Andererseits hat die Trias der Zone Sestri - Voltaggio schon sehr starke Anklänge an das Ostalpin. In die Piemont-Fazies des Penninikums lassen sich kaum 600 m Triasdolomit stellen. Die dolomitische Trias ist noch am ehesten mit dem Südalpin zu vergleichen, und auch das Rät fügt sich hier sehr gut ein. Ob die erwähnten grünen Tone vulkanischer Herkunf sind ließ sich nicht klären.

Der Jura zeigt, wie bereits gesagt, starke Anklänge an das Penninikum. Mächtige dunkle Schiefer mit zahlreichen Ophiolithen deuten in diese Richtung. Die kieseligen Kalke an der Basis, die Oberjurakalke und die im Grenzbereich Jura - Kreide auftretenden Radiolarite tendieren dagegen noch zum Unterostalpin. Am ehesten wird wohl die Bezeichnung "Grenzbereich Ostalpin - Penninikum" den Faziesverhältnissen im Jura der Zone Sestri - Voltaggio gerecht. Typisch für diesen Bereich ist es, daß dieselbe Frage, wie in dem gleichen Faziesraum der Westalpen auftaucht, ob nämlich die Ophiolithe als Charakteristikum für den Penninischen Raum gelten dürfen (R. STAUB, TRÜMPY), oder ob die Fazies der Sedimente ausschlaggebend ist (CADISCH, GRUNAU, D. RICHTER, ROESLI).

Die Unterkreide weist mit ihrer mächtigen Tonschiefersedimentation eugeosynklinale Züge auf, und wäre, wenn mit den Alpen verglichen werden muß, als Bündnerschiefer-Fazies zu bezeichnen.

Für die Oberkreide des Gebiets nördlich von Genua bestehen in Richtung auf die Alpen nur mit den relativ nahen Flyschsedimenten zwischen Mercantourmassiv und dem Brianconnais (Ventimiglia - Ceriale) deutliche Übereinstimmungen. Die Sedimentation setzt hier erst mit der Buntschieferserie (Scisti Policromi) wieder ein (M. RICHTER, 1960).

Schon aus dieser Betrachtung zeigt sich deutlich, daß sich das Fazies-Schema der Alpen nicht einfach in den Apennin hinein fortsetzt. Es finden sich zwar in jeder Formation vergleichbare Serien in den Alpen, diese gehören aber bezeichnenderweise jeweils in einen anderen Faziesraum.

Natürlich werden andererseits ähnliche Sedimentationsbedingungen, z.B. eugeosynklinale, auch ähnliche Sedimente schaffen. Damit ist über direkte Zusammenhänge der Ablagerungsräume allerdings noch nichts gesagt. Im Gegenteil, in unserem Fall setzen sich zu keinem Zeitpunkt Serien der Alpen direkt in den Apennin hinein fort. Auch die penninischen Schistes lustrés machen hier keine Ausnahme. Etwa im Bereich der Zone Sestri - Voltaggio verlieren sie gegen Osten ihren eugeosynklinalen Charakter. Ihre Fazies findet sich in den mächtigen Unterkreideserien des ligurischen Troges wieder, aber zu diesem Zeitpunkt wurde in der Gruppe von Voltri wahrscheinlich schon nicht einmal mehr sedimentiert.

Ein Vergleich des älteren Mesozoikums des Untersuchungsgebietes mit entsprechenden Serien im apenninen Raum ist noch schwieriger. Innerhalb des ligurischen Faziesraums finden sich diese Schichten nur in der Zone Sestri - Voltaggio, während sonst der Radiolarit das tiefste Niveau bleibt. Die nächsten Profile von Trias und Jura finden sich bei La Spezia und Pontremoli, diese werden aber nicht zum ligurischen, sondern zum toskanischen Faziesgebiet gerechnet. Mit diesen toskanischen Serien konnte weder durch eigene Anschauung, noch durch Vergleich mit der Literatur, eine überzeugende Übereinstimmung erkannt werden. Die einzigen gemeinsamen Züge wären die ebenfalls teilweise dolomitische Entwicklung der Trias und der Oberjura-Radiolarit. Aber gerade diese beiden Ausbildungen sind ja nahezu weltweit verbreitet und daher für solche Faziesvergleiche recht nichtssagend. Auffallend ist nur eine außerordentliche Mächtigkeitszunahme gegenüber den gleichen Formationen in der Zone Sestri - Voltaggio.

Für die Faziesvergleiche der Sedimente der Zone Sestri - Voltaggio kann also zusammenfassend gesagt werden, daß während für Trias und Jura Übereinstimmungen und Parallelen mit alpinen Serien bestehen, keine solche Beziehungen zu den nächstgelegenen Serien derselben Formationen im Apennin festzustellen sind. Für diesen Zeitraum wären die Schichten der Zone Sestri - Voltaggio also noch zum Abla-

gerungsgebiet der Alpen zu rechnen, und die Faziesgrenze liegt irgendwo unter den Kreideserien zwischen Voltaggio und La Spezia begraben. Voraussetzung ist allerdings die Autochthonie dieser beiden Räume. Die Entwicklung in der Kreide zeigt ein genau umgekehrtes Bild, es finden sich kaum noch Parallelen mit den alpinen Serien, aber dafür tritt der Zusammenhang mit den Schichtfolgen des Apennin klar zutage. Der Ablagerungsraum des Apennin scheint sich also nach Westen ausgeweitet zu haben. In diesem Sinne könnte dann sogar eine noch weitere Verschiebung des Faziesraumes zum Beginn der Oberkreide bis zum "apenninisch" ausgebildeten Flysch von Ventimiglia - Ceriale angenommen werden. Für eine Verbindung dieses Gebietes mit den entsprechenden Kreideflyschräumen des Nordapennin fehlt aber bislang auch jeder Beweis. Seine westliche Fortsetzung findet der Ligurische Trog nach M. RICHTER 1960 in den Turiner Hügeln, wo unter der Tertiärbedeckung noch einmal ligurische Serien (Argille scagliose mit Serpentinit und Alberese) wieder auftauchen. Alpen und Apennin gehen also geologisch nicht ineinander über, sondern ihre Ablagerungsräume laufen aneinander vorbei (M. RICHTER 1960). Die Grenze zwischen ihnen hat für jede Formation einen anderen Verlauf.

4.0 Tektonik

4.1 Tektonik der Gruppe von Voltri

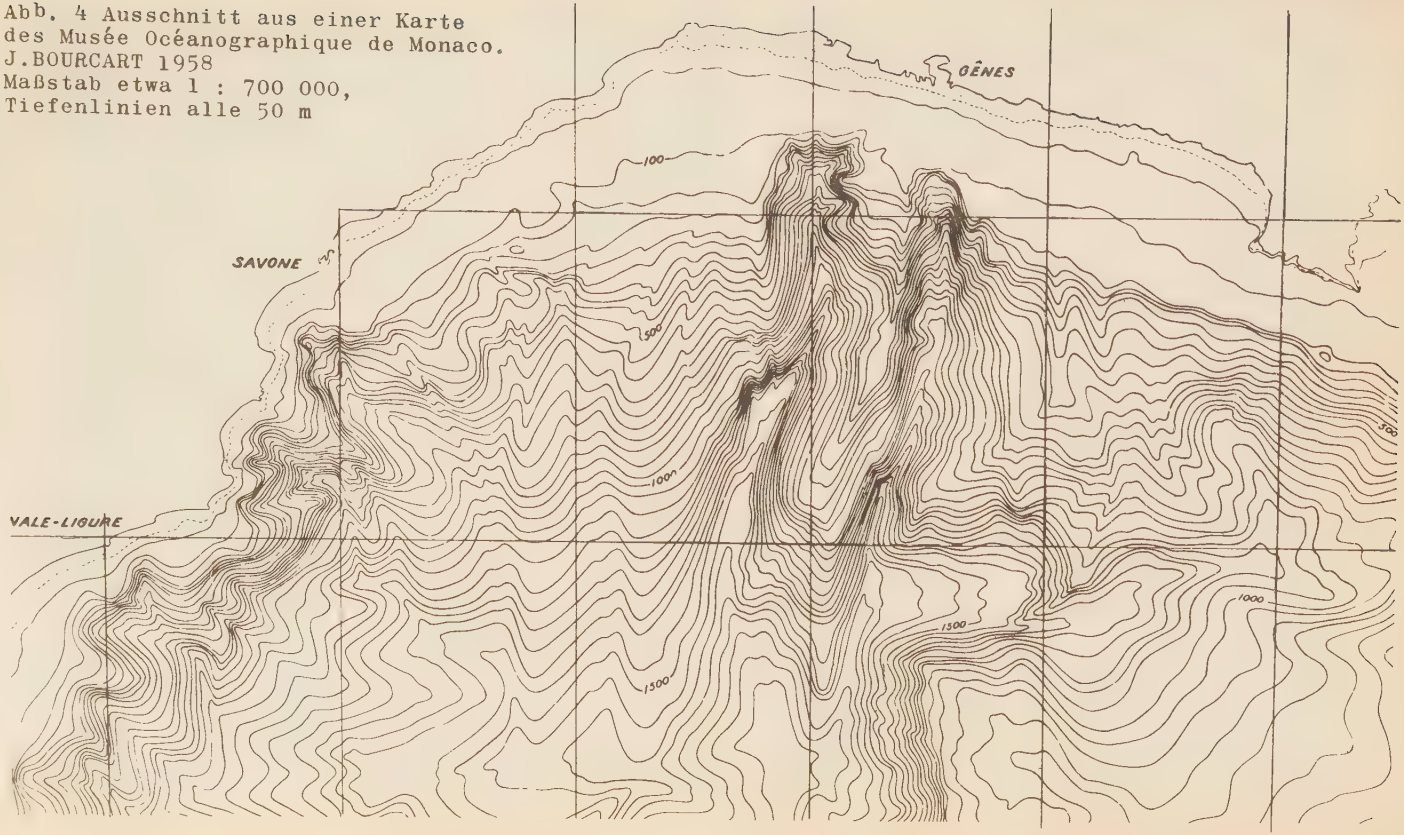
Die Gruppe von Voltri ist praktisch ein Serpentinitmassiv von rund 1 000 km^2, das nur von einigen anderen Grüngesteinen durchbrochen und spärlichen Sedimentresten des Jura überlagert wird. Nur durch die N - S-verlaufende Sedimentzone von Turchino wird es in eine westliche und eine östliche Hälfte geteilt. Diese geschlossene Masse bildet für die umliegenden Gebiete gleichsam einen ruhenden Pol oder auch einen Stein des Anstoßes, der die Tektonik zum Erliegen bringt, oder von ihr umbrandet wird.

Eine häufige und intensive Schiefrigkeit des Serpentinits und einzelne Ruschelzonen, die ihn durchsetzen, zeigen deutlich, daß diese Beanspruchungen selbst an dieser großen Masse nicht spurlos vorübergegangen sind. Es herrscht eindeutig die N - S-Richtung vor (erythräisch nach STAUB), die sich in der Schiefrigkeitsrichtung des Serpentinits, im Streichen der Schistes lustrés und der ihnen eingelagerten Grünschiefer und der Erstreckung der Gabbrovorkommen innerhalb des Serpentinits immer wieder dokumentiert. Besonders auffallend ist die Zone von Turchino, deren Sedimente wie eine Zunge weit nach Norden in den Serpentinit hineinreichen. Das Untersuchungsgebiet umfaßt nur den Ostrand der Gruppe von Voltri. Der südliche Abschnitt dieses Gebietes hat, ähnlich wie die Zone von Turchino, einen relativ hohen Sedimentanteil. Die Schistes lustrés bilden lange, N - S-gerichtete Züge, die durch Serpentinit oder Grünschiefer von einander getrennt sind. Die äußere Form folgt fast stets dem Streichen. Auffallend ist eine Verbreiterung aller Schistes lustrés - Züge gegen das Meer, und unmittelbar vor diesem vereinigen sie sich zu einem fast geschlossenen Calcescisti-Band längs der Küste. Auch das Streichen schwenkt hier in die Ost - West-Richtung um, folgt also auch hier der äußeren Begrenzung des Serpentinitmassivs.

Küstenparalleles Streichen ist aber eine sehr weit verbreitete Erscheinung und geht meist mit einem ziemlich steilen Einfallen zum Meer Hand in Hand.

So wie wenig weiter im Osten, zwischen Genua und Chiavari das jüngste Schichtglied dieser Gegend, der Antola-Alberese, in einem breiten Streifen die Küste begleitet, obwohl er im Landesinneren bevorzugt in höheren Lagen anzutreffen ist, so sind die Schistes lustrés, im Großen vermutlich das Hangende des Serpentinits, hier durch die Küstenflexur in größerer Tiefe geblieben. Die Erosion hatte naturgemäß mit den in doch nur wenigen Kilometer vom Meer entfernt ziemlich weit herausgehobenen Schistes lustrés der zentralen Teile des Serpentinitmassivs viel leichteres Spiel. Hier bleiben nur kleine Inseln und schmale Züge der Calcescisti zurück,

Abb. 4 Ausschnitt aus einer Karte
des Musée Océanographique de Monaco.
J.BOURCART 1958
Maßstab etwa 1 : 700 000,
Tiefenlinien alle 50 m



während an der Küste die, ehemals wahrscheinlich überall geschlossene, Sedimentbedeckung enhalten blieb.

Abgesehen von dieser Küstenflexur scheint sich das Serpentinitmassiv noch untermeerisch gegen Süden fortzusetzen. In der nebenstehenden Seekarte (Abb. 4) der Bucht von Genua wird die südliche Fortsetzung der Gruppe von Voltri durch einen markanten untermeerischen Rücken gebildet. Im Osten wird er von einer ausgeprägten Rinne begrenzt, die genau in der Fortsetzung der Linie Sestri - Voltaggio beginnt.

Der Sedimentstreifen an der Küste deutet also wahrscheinlich nicht das Ende der Gruppe von Voltri gegen Süden an, sondern ist nur ein durch die Küstenflexur erhaltener Rest der früher wahrscheinlich geschlossenen Schistes lustres-Bedeckung des ganzen Serpentinitmassivs. Dieses setzt sich, wie die Seekarte der Bucht von Genua wahrscheinlich macht, als breites Band gegen Süden fort.

Der reine Serpentinit ist fast stets geschiefert. Das Streichen der Schiefrigkeitsflächen variiert etwas, folgt aber meist der Nord - Süd-Richtung. An vielen Stellen genügt die durch die Schieferung erzwungene Raumverkürzung noch nicht, und die Schiefrigkeitsflächen werden noch verfaltet. Die Faltenachsen der gefalteten Schiefrigkeitsflächen fallen fast stets steil bis seiger ein.

Anders verhalten sich die Diallagserpentinite und Peridotite. Diese grobkörnigen Gesteine sind nicht in der oben geschilderten Weise geschiefert, sondern zeigen eine "Granittektonik". In größeren Partien dieser Gesteine sind die senkrecht aufeinander stehenden Kluftsysteme sehr gut sichtbar und führen oft durch die Verwitterung unterstützt zum Verfall in einzelne Quader. Dieser Typ der Tektonik ist sicher relativ jung, an der Bocca Roncasci setzen sich einige Klüfte noch etwas ins Oligozänkonglomerat fort. Es handelt sich wahrscheinlich um Zerrklüfte, die bei der schnellen und ungleichmäßigen Heraushebung nach der Oligozäntransgression entstanden sind. Die Schrägstellung des Oligozänkonglomerats bis zu 25^{o} weg von der Wasserscheide

macht diese unterschiedliche Heraushebung besonders deutlich. Die notwendigerweise entstehenden Dehnungsspannungen sind in dem Kluftnetz des Diallagserpentinits sichtbar geworden.

Aber auch die vorhergehende Kompression ist nicht ganz spurlos am Peridotit, Diallagserpentinit und Gabbro, der auch hierher gestellt werden soll, vorübergegangen. Im Schliff ist zu erkennen, daß viele Minerale zerbrochen sind und vor allem die Augite, Plagioklas und Quarz eine sehr stark undulöse Auslöschung zeigen. Bei einigen kleineren Gabbrostöcken innerhalb der Gruppe von Voltri ist die Verformung so stark, daß mit bloßen Auge die Deformation einzelner Minerale festzustellen ist. Ein besonderes Extrem ist das kleine Gabbrovorkommen zwischen Mt. Pesucco und der Casa Grilla. Feldspat und Pyroxen sind makroskopisch gut sichtbar innerhalb des gesamten Vorkommens in gleichmäßige Falten im Zentimeterbereich gelegt. Im Gegensatz zu den größeren Gabbrovorkommen, wie das des Mt. Lecco, die durch die Tektonik und Kataklase sehr viel ihrer ursprünglichen Festigkeit einbüßten, hat dieser Gabbro durch die Verfaltung an äußerer Widerstandskraft gewonnen und bildet hohe, hell leuchtende Steilwände. Die Faltenachsen selbst dieser Verformung laufen in der Nord - Süd-Richtung.

Es ergibt sich also eindeutig, daß auch in den sedimentlosen Gebieten der Gruppe von Voltri die Kompression in der Ost - West-Richtung die stärkste tektonische Wirkung ausübte. Fast alle Faltenachsen stehen mehr oder weniger senkrecht zu ihr.

Um so deutlicher haben sich diese Kräfte in den Sedimenten innerhalb der Gruppe von Voltri bemerkbar gemacht. Die Schistes lustrés des Ostrandes der Gruppe von Voltri zeigen eine intensive isoklinale Verfaltung und sind parallel zu den Faltenachsenebenen restlos durchgeschiefert. Das allgemeine Streichen aller dieser Elemente folgt fast streng dem Ostrand der Gruppe von Voltri, also wieder fast immer der Nord - Süd-Richtung.

Merkwürdig ist der Verteilungsplan der Schistes lustrés auf dem Serpentinit. Die langen, sich verschmälernden und wieder verbreiternden Züge lassen sich am ehesten als eingefaltete Sedimentreste im Serpentinit deuten. In den relativ seltenen Lagen innerhalb der Schistes lustrés, bei denen wegen mächtigerer Kalkbänke größere Strukturen zu erwarten und zu beobachten sind, scheint sich diese Annahme zu bestätigen.

Das Einfallen von Schichtung und Schiefrigkeit der Schistes lustres ist meist recht steil, und es ist keine Bevorzugung der Ost- oder West-Richtung zu bemerken. Von einem Einfallen von Schieferung und Schubflächen "durchweg steil, nach Osten" (J. SCHNEIDER) kann nicht die Rede sein. Im größten Ausdehnungsbereich der Schistes lustrés und Grünschiefer im Untersuchungsgebiet, am Rio San Martino, konnte sogar streckenweise horizontale oder ganz flach einfallende Lagerung beobachtet werden. Sehr merkwürdig ist das völlige Fehlen der Schistes lustrés am nördlichen Ostrand der Gruppe von Voltri. Von der Küste bis gegen Cafarella sind sie ziemlich stark an seinem Aufbau beteiligt. Bei diesem Ort schwenken sie aus dem N - S-Streichen in die E - W-Richtung und der ganze weiter nördlich gelegene Ostteil der Gruppe von Voltri führt keine Calcescisti mehr. Auch der mit ihnen vergesellschaftete Grünschiefer findet kurz nördlich von Cafarella sein Ende. Manches spricht dafür, daß hier eine Ost - West-verlaufende Störung den Nordteil herausgehoben hat. Die hier sehr häufigen kleinen Gabbrodurchbrüche machen eine tektonische Schwächezone ebenfalls wahrscheinlich.

Im äußersten Norden des Untersuchungsgebiets ist noch ein nur wenige Zehn Meter breiter und nicht viel längerer Schistes lustrés-Zug erschlossen. Er liegt direkt an der westlichen Seite der Linie Sestri - Voltaggio, an der hier nur noch Sedimente des Lias aufgerichtet sind. Im ganzen Raum des Mt. delle Figne bis zum Beginn der Oligozänkonglomerat-Bedeckung im Norden ist dann kein Schistes lustrés-Vorkommen mehr bekannt. Daß sie hier primär ihr Ende fanden, ist kaum anzunehmen, wahrscheinlich hat sie die Peridotit-

intrusion unter sich begraben oder sie sind restlos abgetragen worden.

Die fast generell schiefrige Textur aller Gesteine der Gruppe von Voltri spricht zusammen mit der lagigen Anordnung der durch Metamorphose neugebildeten Minerale für eine Dynametamorphose zum Zeitpunkt der Hauptphase der Tektonik.

4.2 Die Linie Sestri - Voltaggio

Das wichtigste tektonische Element des ganzen Untersuchungsgebietes ist zweifellos die Linie Sestri - Voltaggio. Sie ist die tektonische Grenze zwischen dem Serpentinitmassiv der Gruppe von Voltri und den mesozoischen Serien der Zone Sestri - Voltaggio. Ihre wesentlichen Kennzeichen sind ihr auf längere Strecken gradliniger Verlauf, der immer wieder an ihr intrudierte Gabbro und das Auftreten älteren, steil gegen Osten einfallenden, Mesozoikums östlich von ihr.

Wie schon oben erwähnt, folgt die Linie Sestri - Voltaggio im großen gesehen der N - S-Richtung, zeigt aber im einzelnen Abweichungen bis zu 45° nach beiden Seiten.

Mit am besten ist die N - S-Richtung unmittelbar an der Küste bis etwa 4 km ins Landesinnere nach Prati realisiert. Hier macht sie einen schwachen Knick gegen W und streicht mit etwa 160° bis zur Höhe von San Carlo. Jetzt folgt die Linie auf etwa 3 km am Mt. Torbi vorbei wieder recht exakt der Nord - Süd-Richtung, um beim Erreichen des Rio Mavasso plötzlich in einem scharfen Knick für einen Kilometer um 45° gegen Osten abzuweichen. Ganz ungewöhnlich kurvenreich ist ihr Weg bis etwa zur Höhe von Cravasco. Hier wird sie durch eine, vielleicht auch mehrere Störungen etwa 800 m gegen E versetzt.Der Mt. Lecco, dessen Gabbromassen an der Linie Platz nahmen, macht den Verlauf für drei Kilometer unsicher. Aber vom Nordende dieses Intrusionskörpers bis zur Grenze des Untersuchungsgebiets und weiter bis zum Beginn der padanischen Molasse folgt sie streng einem Streichen von 140°.

Schon im Kartenbild ist ein Zusammenhang zwischen diesem Verlauf der Linie und der Tektonik der angrenzenden Gebiete klar ersichtlich. In den Gebieten eines gradlinigen Verlaufs liegt eine relativ klare und gut überschaubare Tektonik vor. Auf viele Kilometer ist hier die Trennungsnaht zwischen den grünen Gesteinen der Gruppe von Voltri und dem steil einfallenden Triasdolomit wie mit einem Lineal gezogen. Die Trias fällt normal gegen E ein. Nor, Rät, Lias und oberer Jura bilden ein geschlossenes, stets gegen E abtauchendes Schichtpaket. Häufig sind zwar einzelne Schichtglieder unterdrückt, und in die Ablagerungen des Jura zwängen sich mehr oder weniger mächtige Serpentinitlinsen, von denen auf Grund fehlender thermischer Kontakte nicht entschieden werden kann, ob sie in situ intrudiert sind oder tektonischer Abkunft sind, aber im großen und ganzen sind die tektonischen Verhältnisse doch recht klar. Sehr viel verwirrender wird das Bild dort, wo die Linie die Nord - Süd-Richtung verläßt. Schon nördlich von Prati zerfällt dieses einfache Bild der Linie und macht einem Gewirr sich häufig repetierender kleiner bis kleinster Schuppen der Grüngesteine und des älteren Mesozoikums Platz.Dem Mt. Torbi entlang wird die Tektonik wieder einfacher. Durch die Linie wird wieder mächtige gegen E einfallende Trias vom Serpentinit, beziehungsweise Schistes lustrés, getrennt. Auffallend ist hier die überkippte Lage von mächtigen Nor- und Rätpaketen, die mit tektonischer Diskordanz horizontal bis fast an die Linie heran auf den gleichen normal, steil gegen E einfallenden Schichten ruhen (s. Profil 8 und 9). Ein ähnliches Phänomen ist schon weiter südlich an der Costa della Rondanina zu beobachten. Hier kippt auf vielleicht 300 m die sonst steilstehende Trias in die horizontale Lage, die sie bis an die Linie beibehält. Nur an dieser tektonischen Grenze selbst machen wenige Meter schichtungsloser Rauchwacken die Lagerungsverhältnisse unklar. Das, allerdings nur an wenigen Stellen schlecht erschlossene, Liegende dieser horizontalen Triasdolomite ist Serpentinit. Eine Deutung der mehrfach auftretenden mehr oder weniger horizontalen

Lagerung in der Nähe der Linie Sestri - Voltaggio soll im Abschnitt über die Tektonik der Zone Sestri - Voltaggio versucht werden.

Nördlich des Mt. Torbi beginnt, wie oben erwähnt, das scharfe Abschwenken der Linie gegen Osten. Entlang dem Rio Mavasso, der seinen Lauf ganz offensichtlich nach dieser tektonischen Grenze ausgerichtet hat, bietet sich ein Bild verwirrender Fülle. Die vorliegende geologische Kartierung kann nur ein unvollständiges, und an vielen Stellen sicher nicht ganz korrektes, Abbild dieses Gebietes geben. In dem weglosen, dicht zugewachsenen Tal erwiesen sich die topographischen Unterlagen als völlig mangelhaft, so daß die zahlreichen, meist nur kleinste Flächen einnehmenden, Schuppen der verschiedensten Gesteine gar nicht, oder nur etwas schematisch, eingetragen werden konnten. Auch hier zeigt es sich, daß der ruhige Bauplan beim Abweichen aus der Nord - Süd-Richtung verloren geht und einer komplizierten Schuppentektonik Platz macht. Eine weitere Besonderheit dieses Gebietes sind die hier zu beobachtenden scheinbaren Übergänge vom Rät zu den Schistes lustrés, die den sonst so klaren Verlauf der Linie hier schon primär undeutlich machen. Es scheint das Prinzip zu bestehen, daß dort wo Schistes lustrés westlich der Linie anstehen, diese nicht so deutlich und gradlinig verläuft wie gegenüber dem Serpentinit.

Für diese Erscheinung gibt es eine einleuchtende Erklärung. Im Vergleich mit dem homogenen Serpentinit wechseln die Calcescisti, schon wegen ihrer zahlreichen Einlagerungen von Grünschiefern und stellenweise ziemlich mächtigen Kalkbänken, häufig ihr Verhalten gegenüber den tektonischen Kräften. Das führt zwangsweise zu einem stärker differenziertem Erscheinungsbild. So erklärt sich der nicht mehr gradlinie, sondern eher kurvenreiche, Verlauf der Linie bis in den Raum von Caffarella. Es wäre auch denkbar, daß die ursprüngliche scharfe Anlage der Linie Sestri - Voltaggio auf die Grenze des Serpentinits gegen das Mesozoikum der Zone Sestri - Voltaggio beschränkt war. Falls eine

Sedimentbedeckung vorliegt, hätte sich die Linie dann nur noch undeutlich durch diese hindurch nach oben durchgepaust. Anders als im Tal des Rio Mavasso, bleibt hier wenigstens der mächtige, steil gegen E einfallende Triasdolomit erhalten. Nördlich von Cafarella setzt sich die Linie zuerst gradlinig fort, wird aber durch mehrfache Gabbrointrusionen unterbrochen. Während im Süden (Mt. Spassoja) der Gabbro am Ostrand scharf abgeschnitten war, würde im Norden der Verlauf der Linie bei gradliniger Fortsetzung stets mitten durch den Gabbro gehen. Während im Süden, z.B. im Bereich des Mt. Spassoja auch am Gabbrorand Trias gewaltig angeschleppt ist, ist dies im Norden kaum der Fall. Dort wo Gabbro an der Linie intrudiert ist, findet sich im Nordteil nur selten Trias, während sie sonst ja fast stets die Linie begleitet. Die Gabbromassive scheinen also der Anschleppung im Nordteil entgegengewirkt zu haben, da in ihrem Bereich meist nur Lias ansteht.So ist es z.B. auch an der Casa Nenciane. Weiter gegen Norden, bei der Casa Buzzano hat die Linie Sestri-Voltaggio ein eigenartiges Gesicht. Hier steht für ein kurzes Stück beiderseits der Linie Serpentinit an. Der östlich von ihr gelegene ist wahrscheinlich aus mehreren Serpentinit-Schuppen zusammengesetzt zu denken. In ihm finden sich nämlich kleinere Reste von Trias und Lias. Der weitere Verlauf der Linie ist durch die jungen Aufschüttungen der Ebene von Cravasco verborgen, sie scheint aber, wie oben erwähnt wurde, durch eine jüngere Störung 800 m gegen Osten versetzt zu sein. Wenig östlich von Cravasco nämlich ragt aus der Talaue ein Hügel, der die sonst nur an der Linie gefundene Zusammenstellung zeigt. Gabbro im Westen wird durch eine Störung von steil einfallendem Norddolomit, auf den nach Osten normal Rät und Lias folgen, tektonisch getrennt. Bezeichnenderweise liegt hier die einzige Stelle, an der die Störungsfläche nicht gegen E, sondern steil gegen W einfällt. (s. Profil 14).

Weiter im Norden verdeckt die gewaltige Masse des Gabbros des Mt. Lecco den Verlauf der Linie. Hier tritt die oben erwähnte Erscheinung wieder sehr deutlich hervor, denn auf die drei Kilometer Länge des Mt. Lecco fehlt jedes Trias-

vorkommen. Nur einzelne kleine Juraanschleppungen umsäumen den Gabbro. Auffallend ist es, daß sich auch westlich des Gabbros, zwischen diesem und dem Serpentinit, nur schwach einfallende Jurasedimente finden. Exakt gesehen liegen sie bereits westlich der Linie Sestri - Voltaggio und müßten also bereits zu den Schistes lustrés gerechnet werden. Ihr Aussehen und ihre Metamorphose lassen es aber noch zu, sie stratigraphisch näher einzuordnen, und so wurden sie zu den entsprechenden Sedimenten der Zone Sestri - Voltaggio gestellt. Drei kleinere Vorkommen in der Nähe der Casa Crovi kleben wohl noch primär am Gabbro und zeigen dementsprechend ein ziemlich steiles Einfallen gegen W. Drei weitere Vorkommen am Rio dei Campi, der auf längere Strecken an der Grenze Gabbro - Serpentinit verläuft, fallen dagegen schwach zum Gabbro hin ein. Nicht nur dieses Einfallen, sondern auch das Aussehen dieser Sedimente macht nachträgliche Bewegungen wahrscheinlich. Das Gestein ist völlig zertrümmert. Es läßt zwar die Schichtung noch ohne weiteres erkennen, erweckt aber den Eindruck, als seien die einzelnen, in sich vielfach zerbrochenen und nicht wieder verheilten, Schichten nur lose aufeinander gestapelt. Das größte dieser Vorkommen zeigt noch schmale schichtparallele Einschaltungen von Serpentinit, von denen aber nicht entschieden werden konnte, ob sie hier primär intrudierten, oder ob es sich um eine tektonische Einschaltung handelt. Für die Deutung dieser merkwürdigen Sedimentreste bieten sich zwei Erklärungen an: Einmal könnte es sich um vom aufsteigenden Serpentinitmassiv abgerutschte Massen handeln, wofür das Auftreten des Serpentinits und die einer Bergsturzmasse ähnelnde Erhaltung sprechen. Zum anderen könnten auch ursprünglich vom Gabbro etwas angeschleppte Sedimente vorliegen, die bei späteren, kleineren Bewegungen längs der einwandfrei tektonisch überprägten Grenze Serpentinit - Gabbro verstellt und zerbrochen wurden.

Nördlich des Mt. Lecco ist von der Klarheit und Einheitlichkeit der Linie Sestri - Voltaggio nur noch wenig erhalten. Schuppen der gleichen Gesteine wiederholen sich quer

zum Streichen mehrfach und im Untersuchungsgebiet fehlt die Trias in diesem Abschnitt völlig. Erst im Arbeitsgebiet von H. IBBEKEN finden sich bei Voltaggio wieder größere Vorkommen von Triasdolomit, hier merkwürdigerweise nicht, wie im ganzen Mittel- und Süd-Abschnitt, direkt an der Linie, sondern in ziemlicher Entfernung von dieser. Im Untersuchungsgebiet steht nur Lias an der Linie an.

Sie scheint hier aber in mehrere parallele Störungen zerschlagen zu sein, denn auf den Lias folgen bald normal Argilloscisti, in denen an einer Störung abermals Lias aufgedrungen ist. Es folgen wieder Argilloscisti und ein Spilitzug, das beständigste Element des ganzen Nordteils der Zone Sestri - Voltaggio, und östlich von diesem sind die Argilloscisti zum dritten Mal von steilstehenden Lias durchbrochen. Danach erst setzt die geschlossene Abfolge der Argilloscisti ein. Der oben erwähnte Spilitzug ist wohl als ein Äquivalent des Gabbro des Mt. Lecco zu werten, von dessen Nordende er ausgeht. Er zeigt in seinem Inneren oft gabbroide Partien, während der Mt. Lecco zum Rand sehr feinkörnig wird. Dann wäre der Verwurf längs dieses Spilitzuges als die Hauptstörung zu bezeichnen, an die weiter im Norden, im Arbeitsgebiet von H. IBBEKEN auch das Nor gebunden ist, während an der Grenzlinie zum Serpentinit nur Rät angeschleppt ist.

Bei Betrachtung des großen Verlaufs der Linie Sestri - Voltaggio fällt der weite Bogen auf, den dieses tektonische Element um die höchste Erhebung des ganzen Gebietes, den gewaltigen Serpentinitklotz des Mt. delle Figne, beschreibt. Eine Deutung für dieses Phänomen zu geben ist sehr schwer. Es ist nur anzunehmen, daß in diesem heute höchsten Gebiet des gesamten Ostteils der Gruppe von Voltri auch ein lokales Maximum der Heraushebung lag. Ein solches führt aber notgedrungen zu einer Art umlaufenden Streichens, also in diesem Fall zu dem beobachteten Ausschwenken aller tektonische Einheiten und des Schichtstreichens in der Nähe des Mt. delle Figne-Mt. Taccone-Komplexes gegen E. Ob dieses Abweichen von der N - S-Richtung teilweise auch durch radialstrahlig vom Hebungszentrum auslaufende Störungen

unterstützt wird, sei dahingestellt; der scharfe Sprung der Linie Sestri - Voltaggio bei Cravasco ließe sich zumindest sehr gut auf eine solche Störung zurückführen.

Weiter ist aber auch zu berücksichtigen, daß sich das Hebungsmaximum in etwa mit einem Abtragungsmaximum decken wird. Nun fällt die Störungsfläche der Linie Sestri - Voltaggio im oberflächlich erschlossenen Durchschnitt mit etwa 70^{o} gegen E ein. Im Kartenbild würde sie daher durch jeden in diesen zentralen Teilen zusätzlich abgetragenen Kilometer Gestein etwa 350 m weiter gegen Osten rücken. Um das Ausschwenken der Linie gegen E nur durch diesen Effekt zu erklären, müßte im Gebiet der Wasserscheide 5,5 km Gestein mehr abgetragen worden sein, als gegenüber der Küstenregion. Unkontrollierbare Voraussetzungen für diese Zahlenspielerei sind eine primäre exakte N - S-Ausrichtung der Linie, und die Konstanz des oberflächlich gemessenen Einfallswinkels in die Tiefe. Der erhaltene Wert von 5,5 km zeigt deutlich, daß im wesentlichen andere Kräfte das Ausschwenken der Linie im Bereich der Wasserscheide gegen E bewirkt haben müssen.

4.21 Deutungsversuche zur Entstehung der Linie Sestri - Voltaggio

Ein weites Feld umfassen die zahlreichen Deutungen der Linie Sestri-Voltaggio. Je nach der tektonischen Gesamtkonzeption der verschiedenen Autoren reicht die Skala von einer so gewichtigen Position wie der einer Wurzelzone der Decken von Alpen und Apennin (KOBER) bis zu der Bedeutung der Linie sicher nicht gerecht werdenden Ansicht, es handele sich hier um eine einfache Antiklinale oder um eine Erscheinung der Salztektonik.
Sehr oft wurde die Linie Sestri-Voltaggio als der westliche Rand der ligurischen Decke gedeutet, eine Hypothese, die wenig wahrscheinlich erscheint. Im Untersuchungsgebiet zeigte es sich entlang der Linie immer wieder, daß, bis auf ganz wenige Ausnahmen, die mesozoischen Sedimente

steil nach E einfallen und einen tektonischen Kontakt zum Serpentinit besitzen. Fast stets wird sie von größeren oder kleineren Gabbrointrusionen begleitet, die sich, oft mit nur wenigen Metern Durchmesser, zwischen den Serpentinit der Gruppe von Voltri und die Schichtfolge der Zone Sestri - Voltaggio schieben. Der Gabbro ist, abgesehen von einigen kleineren Vorkommen innerhalb des Serpentinits der Gruppe von Voltri, im Arbeitsgebiet streng an die Linie Sestri - Voltaggio gebunden. Alle diese Erscheinungen - der relativ gradlinige Verlauf, das steile Einfallen in einer Richtung und die linienhafte Intrusion des Gabbro - sind nicht kennzeichnend für den Rand einer Decke, der von der Erosion wahrscheinlich doch längst aus seiner ursprünglichen Lage versetzt worden wäre. Selbst eine Anschuppung durch die gegen W gepreßten Kreideserien, so wahrscheinlich sie auch für die Zeit nach der Entstehung der Linie ist, erscheint für die Entstehung dieser tektonischen Grenze erster Ordnung nicht ausreichend. Dieses Element der Oberflachentektonik kann ja nicht die so offensichtliche Bindung des sicher aus größeren Tiefen intrudierten Gabbros an die Linie erklären. Auch die unterschiedliche Metamorphose zwischen den Gesteinen der Gruppe von Voltri und denen der Zone Sestri - Voltaggio ist als Argument für die Decken-Hypothese nicht stichhaltig. Wie auf S. 61 gezeigt wurde, besteht kein Metamorphosesprung an der Linie Sestri - Voltaggio, sondern nur von dieser Linie weg ein sehr rascher aber kontinuierlicher Abfall gegen E.

Zusammenfassend läßt sich über die Linie Sestri - Voltaggio nach dem ersten Geländebefund folgendes sagen:
Im Untersuchungsgebiet handelt es sich um eine große Nord - Süd-gerichtete Störung. Der Raum westlich von ihr ist sicher herausgehoben worden, und durch diesen Bewegungsvorgang wurden östlich von ihr die Sedimente des älteren Mesozoikums angeschleppt. Die jeweils ältesten Schichten eines Querprofils finden sich stets unmittelbar an der Linie. Das Alter der Anlage der Störung läßt sich nur mit einiger Unsicherheit bestimmen. Fest steht nur, daß die Hauptbewegungen auf ihr nach dem Lias stattfanden, da dieser noch deutlich von ihr verworfen ist. Höchst wahrscheinlich ist

sie bereits während der Sedimentation aktiv gewesen. Solche synsedimentäre Bruchtektonik wird z.B. von R. Trümpy aus vielen Teilen der Westalpen beschrieben, und zwar gerade auch aus dem Grenzbereich Penninikum - Ostalpin. Eine weitere Einengung nach oben ist nicht möglich, fest steht nur, daß sie zu den verschiedensten Zeiten immer wieder aktiv geworden ist. Bis weit in die Unterkreide sind die Faltenachsen der Sedimente nach ihrem Verlauf ausgerichtet, und das geschlossene Ost-Fallen der gesamten Argilloscisti ist wahrscheinlich auf ihre Wirkung zurückzuführen. Schon im Dünnschliff von an dieser Störung intrudierten Ophiolithen ist zu erkennen, daß immer wieder Bewegungen an dieser Linie stattfanden. Der ursprünglich grobkristalline Gabbro z.B. ist restlos geschiefert, quer zu dieser Schieferung zeugen bereits Risse von neuen Beanspruchungen, deren Quarzausfüllung schon wieder undulös auslöscht. Noch nach dem Oligozän existieren Anzeichen für Bewegungen auf dieser Störung. Im Arbeitsgebiet von H.IBBEKEN finden sich unmittelbar an der Linie noch Verstellungen, die darauf hindeuten, daß sich in jüngster Vergangenheit die Gruppe von Voltri hier gegenüber der Zone Sestri - Voltaggio gesenkt hat. Auch die Basis des Oligozänkonglomerats gibt einen Hinweis für junge Bewegungen. Diese liegt bei Fraconalto über 100 m tiefer als die nur 2 km weiter westlich jenseits der Linie gelegene. Dieser Beweis ist aber nicht schlüssig, da es sich auch um Höhenunterschiede vor der Ablagerung des Oligozäns handeln könnte. Die zum Teil sehr großen Gerölle sprechen ja für ein ausgeprägtes Relief zu jener Zeit.

Die Abschätzung der Vorwurfhöhe dieser in ihrer Anlage gewaltigen Störung führt auf den ersten Blick zu merkwürdigen Ergebnissen. Auf weite Strecken ist eine solche überhaupt nicht durchführbar, da die Sedimente der Zone Sestri - Voltaggio unmittelbar gegen die Ophiolithe der Gruppe von Voltri stoßen. Abgesehen von einigen kleineren Vorkommen liegen sich nur im Raum zwischen Mt. Torbi und Caffarella auf beiden Seiten der Störung unmittelbar Sedi-

mente gegenüber. Der Trias der Zone Sestri - Voltaggio stehen aber westlich der Linie stets, nicht wie zu erwarten, ältere Sedimente gegenüber, sondern die höchst wahrscheinlich jurassischen Schistes lustrés mit ihren Grünschiefern. Dieser Befund würde also für eine Absenkung der Gruppe von Voltri gegen die Zone Sestri - Voltaggio sprechen. Die Hochschleppung der Trias und das gegenüber dem gesamten Ostteil der Gruppe von Voltri eindeutig bevorzugte Auftreten der Schistes lustrés an oder in der Nähe der Linie zeigen aber das genaue Gegenteil. Da angenommen wurde, daß die Schistes lustrés das primäre Dach des Serpentinits bildeten, deutet ihre Häufung an der Linie auf eine abtauchende Flexur gegen die Zone Sestri - Voltaggio hin. Diese wiederum würde auf eine Heraushebung der Gruppe von Voltri hindeuten.

Der Widerspruch ließe sich lösen, wenn die Schistes lustrés des Ostrandes der Gruppe von Voltri nicht streng autochthon wären, sondern nur aus höheren Teilen des aufsteigenden Serpentinitmassivs hierher geglitten wären. Für die Zone Sestri - Voltaggio ist ja eine Gleittektonik recht wahrscheinlich, wenn sie auch nicht von großer Bedeutung ist. Bei dieser Annahme ließe sich über die Höhe des Verwurfs an der Linie Sestri - Voltaggio keinerlei Aussage machen. Nur auf Grund der starken Anschleppung wäre er als beträchtlich zu bezeichnen.

Im folgenden soll ein anderer Lösungsversuch dieses Problems skizziert werden, der auch einige andere Merkwürdigkeiten im Gebiet der Linie Sestri - Voltaggio erklären könnte. Da im Arbeitsgebiet und der weiteren Umgebung keinerlei Anhaltspunkte für einen Deckenbau gegeben sind, ist auf jeden Fall eine möglichst autochthone Lösung der Probleme zu suchen. Gegen eine Deutung der Linie Sestri - Voltaggio als einfache Störung in einer sich kontinuierlich fortsetzenden Serie sprechen folgende Fakten:

1. Der mächtigen dolomitischen Trias der Zone Sestri - Voltaggio steht kein Äquivalent im unmittelbar benachbarten Ostteil der Gruppe von Voltri gegenüber. Hier ruhen Schistes lustrés direkt auf dem Serpentinit.

2. Bei aller Übereinstimmung zwischen den jurassischen, vor allem liassischen Sedimenten der Zone Sestri - Voltaggio mit den Schistes lustrés der Gruppe von Voltri, ist doch der unmittelbar an der Linie einsetzende rasche Metamorphoseabfall gegen E nicht zu übersehen.

3. Die Linie Sestri - Voltaggio ist offensichtlich mehr als eine einfache Störung zwischen Serpentinitmassiv und Zone Sestri - Voltaggio, denn der tektonische Befund widerspricht den stratigraphischen Beobachtungen bei Überlegungen über die Bewegungsrichtung an dieser tektonischen Grenze.

Versuchen wir eine Rekonstruktion der Geschichte der Linie Sestri - Voltaggio, die allen diesen widersprüchlichen Dingen gerecht wird. Der Motor oder Anstoß für diese tektonische Grenze ist offensichtlich das Serpentinitmassiv. Wie weiter oben gezeigt wurde, ist die Intrusion des ultrabasischen Materials wahrscheinlich in den Jura zu legen. Machen wir den Versuch einer Rekonstruktion des Raumes zwischen Voltri und Genua zu dieser Zeit. Über das Perm und die untere Trias ist kaum etwas bekannt, die Vorkommen dieser Gesteine sind noch umstritten. Für die dolomitische Trias steht nur fest, daß sie eine stark auskeilende Tendenz gegen W besitzt. Bei Arenzano und Cogoleto finden sich nur noch spärliche Reste unter den Schistes lustrés (LOCHER, 1957), dagegen ist bei Sestri Ponente eine Mächtigkeit von gut 600 m Triasdolomit erwiesen. Genau umgekehrt ist es mit den Sedimenten des unteren Jura. Den mächtigen Schistes lustrés der Gruppe von Voltri stehen die nicht sehr mächtigen Lias-Kalktonschiefer der Zone Sestri - Voltaggio gegenüber. Es würde sich für diese Zeit ungefähr folgendes schematisches Querprofil ergeben (s. Abb. 5)

In diese Schichten ist jetzt das peridotische Magma intrudiert. Im Gebiet der Gruppe von Voltri durchbrach es die nur geringmächtige Trias und drang in die kalkig-schiefrigen Schistes lustrés ein, wobei es sich vorwiegend zwischen diese und die Trias schob. Durch diese Annahme

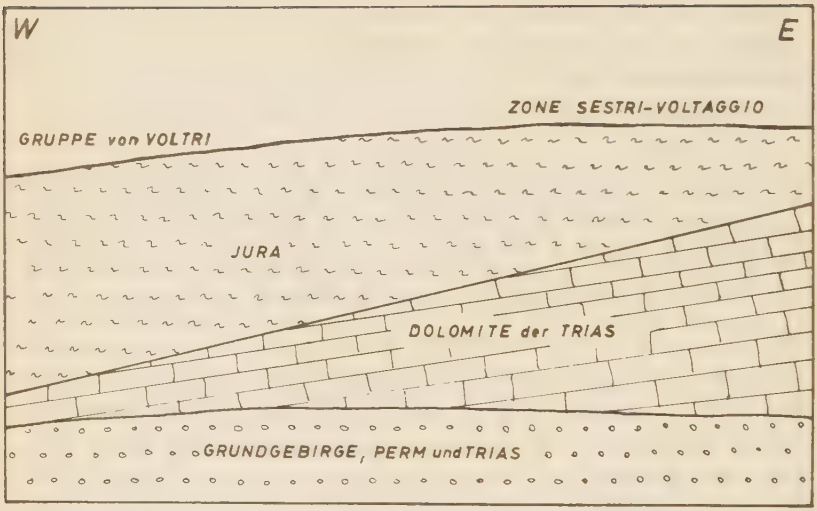


Abb. 5 Grobschematische Darstellung der Ablagerungsverhältnisse im Jura zwischen Genua und Voltri

wäre erklärt, warum sich an keiner Stelle des Ostteils der Gruppe von Voltri Trias im Liegenden der Calcescisti findet. Diese müßte unter dem Serpentinit begraben liegen. Für diese Annahme spricht, daß fast sämtliche Vorkommen dolomitischer Trias in der Gruppe von Voltri an die wenigen Stellen gebunden sind, bei denen unter dem Serpentinit das Grundgebirge erschlossen ist (Savona, Valosio, Arenzano). Die übrigen Triasvorkommen, auch die der quarzitischen Untertrias sind niemals an der Basis der Schistes lustrés gegen Serpentinit erschlossen, sondern finden sich nur in Gebieten stärkster tektonischer Zerrüttung. Zudem handelt es sich nur um sehr kleine, umstrittene Vorkommen.

Östlich der Linie Sestri - Voltaggio fehlt der eingeschobene mächtige Serpentinit zwischen Trias und Jura. Es bestände die Möglichkeit, daß das peridotitische Magma die gegen Osten immer mächtiger werdenden starren Dolomite nicht mehr durchdrungen hat, und unter ihnen geblieben ist.

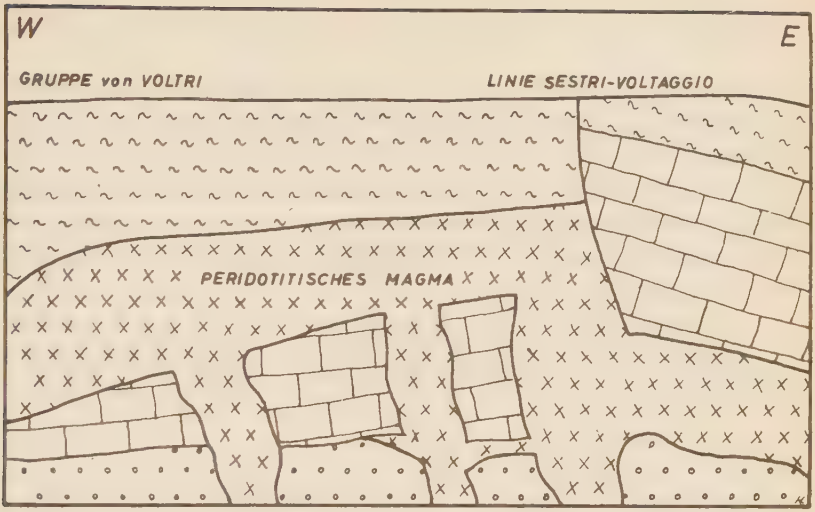


Abb. 6 Schematisches Profil zum Deutungsversuch der Entstehung der Linie Sestri - Voltaggio. Die Sedimente sind gegenüber dem peridotitischen Magma stark überhöht.

Mit einer zumindest kurzen Fortsetzung des Serpentinits gegen Osten ist schon wegen der noch in relativ großer Entfernung von der Gruppe von Voltri auftretenden tektonischen Ophicalziten zu rechnen, da diese sicher als Schuppen aus größerer Tiefe aufgedrungen sind (s. S.62).

In Abb. 6 ist das Prinzip dieser Vorstellung wiedergegeben. Aus der Zeichnung wird ersichtlich, daß sich so auch das Nebeneinander von Serpentinit beziehungsweise Schistes lustrés neben Triasdolomit zwanglos erklären ließe.

Beim Einsetzen der tektonischen Bewegungen reißt die durch die Intrusion vorgezeichnete Fuge zwischen dem Serpentinit der Gruppe von Voltri und dem Triasdolomit der Zone Sestri - Voltaggio wieder auf. Der Gabbro folgt dem bereits vom peridotitischen Magma gegangenen Weg. Bei der Heraushebung der Gruppe von Voltri folgt naturgemäß auch die Tektonik dieser Grenzfläche, und es kommt zur Bildung der heute vorliegenden Störung mit allen ihren Be-

gleiterscheinungen, wie Anschleppungen, losgelöste Schuppen usw.

Dieses Gedankengebäude bleibt natürlich Hypothese, solange nicht durch Bohrungen unter dem Serpentinit der Gruppe von Voltri der Triasdolomit, und unter dem Triasdolomit der Zone Sestri - Voltaggio der Serpentinit nachgewiesen sind. Anhaltspunkte liegen, wie oben gezeigt, für beides vor. In Wirklichkeit liefen die Vorgänge sicherlich noch sehr viel komplizierter ab.

Auch bei einer ganz anderen Hypothese steht wieder das Verhalten des ultrabasischen Magmas der Gruppe von Voltri im Vordergrund.

Die gesamte Anordnung der Linie Sestri - Voltaggio spricht für eine Heraushebung des Serpentinitmassivs. Für diesen Drang der Gruppe von Voltri nach oben könnte es eine sehr einfache Erklärung geben. Ohne Frage ist das ultrabasische Magma in Form von Peridotit intrudiert. Peridotit und alle seine Übergänge zum Serpentinit liegen ja auch noch in Resten vor (s.S.17). Zu irgendeinem späteren Zeitpunkt ist der Peridotit dann in Serpentinit umgewandelt worden. Nun hat Peridotit eine durchschnittliche Dichte von 3,4, während die des Serpentinits nur zwischen 2,6 und 2,7 liegt. Bei der restlosen Umwandlung von Peridotit zu Serpentinit tritt unter Wasseraufnahme eine Volumenvergrößerung von über einem Drittel auf. Für den Peridotit wurde für die Berechnung eine Zusammensetzung von 60 % Olivin (Fo_{85}) und 40 % Pyroxen angenommen.

Durch diesen Volumenzuwachs könnten in unserem Fall sehr viele Erscheinungen erklärt werden. Nicht nur die Heraushebung der Serpentinitmasse ließe sich so deuten, sondern auch ihr Vorrücken gegen Osten in den zentralen Teilen erscheint in einem neuen Licht. Ja die gesamte Linie würde sich durch Anschleppung durch die Heraushebung und gleichzeitige Anpressung (ebenfalls durch die Volumenzunahme bedingt) gegen das seitliche Widerlager erklären lassen. Eine ursprünglich horizontale Grenzfläche zwischen Triasdolomit und Serpentinit wäre durch den gleichzeitigen Druck nach oben und gegen Osten nach dem Parallelogramm der Kräfte

in eine schräg gegen Osten einfallende Lage gebracht worden. Genau dieses Bild aber begegnet uns fast die ganze Linie Sestri - Voltaggio entlang. Aber auch andere, sonst rätselhafte Lagerungsverhältnisse könnten so leicht eine logische Erklärung finden. Sämtliche Ophicalzit-Schuppen der Zone Sestri - Voltaggio sitzen am Westrand von Spiliten und zeigen gegen W einfallende Aufstiegsflächen. Ihr Weg entspricht also etwa der Hauptdruckrichtung des sich ausdehnenden Grüngesteins. Dagegen sind sie durch die von Osten her gegen das Serpentinitmassiv brandende Tektonik der Kreideserien kaum zu erklären. Sie müßten sich dann an der Ostseite der Spilite finden. Das ist aber nicht ein Mal der Fall.

Auch der merkwürdige Aufbau des Mt. Torbi (Profil 8 und 9) könnte erklärt werden. Die heute horizontal, aber überkippt liegende Trias war vielleicht bereits bei der Intrusion des Peridotits aufgerichtet worden. Bei der Hochwölbung des Serpentinits durch die Folgen der Metamorphose ist der noch nach der Intrusion flach auf dem Peridotit ruhende Dolomit steil gestellt worden, und der bereits steil gestellte wurde überkippt.

Einzige, aber leider nicht beweisbare Voraussetzung für diese Hypothese ist, daß die Umwandlung des Peridotits in Serpentinit nicht gleich bei der Platznahme des Magmas im noch flüssigen Zustand stattfand. In unserem Fall würde sich als späterer Zeitpunkt für die Umwandlung natürlich die Regionalmetamorphose anbieten.

Welche von diesen Hypothesen zur Entstehung der Linie Sestri - Voltaggio auch richtig sein mögen, in jedem Fall ist durch die später im Alttertiär gegen die Gruppe von Voltri brandende Tektonik das Bild noch weiter verwirrt worden. Die Genese der Linie Sestri - Voltaggio kann schon auf Grund ihres heute so vielfältigen Erscheinungsbildes nicht kompliziert genug gedacht werden.

4.3 Tektonik der Zone Sestri - Voltaggio

Die Tektonik der Zone Sestri - Voltaggio ist naturgemäß aufs engste mit der der Linie Sestri - Voltaggio verknüpft, und vieles wurde daher schon in diesem Abschnitt vorweggenommen.

Das eigentliche Gerüst der Tektonik bilden in diesem Teil die starren Kalke und Dolomite der Trias. Die jüngeren, meist mergelig-tonigen Schichten sind zu beweglich und teils zu inkompetent um größere tektonische Einheiten erkennen zu lassen. Im Untersuchungsgebiet ist die Tektonik im großen gesehen recht einheitlich, aber auf Grund einiger Besonderheiten soll die Zone Sestri - Voltaggio in drei Abschnitte geteilt werden. Der südliche Abschnitt soll das Gebiet der relativ streng N - S-ausgerichteten Tektonik von Sestri bis zum Mt. Torbi, diesen einschließlich, umfassen. Der mittlere Abschnitt ist durch stärkere Abweichungen aus dieser Richtung gekennzeichnet, und soll das Gebiet vom Rio Mavasso bis zum Nordende des Mt. Lecco vereinigen. Der Nordabschnitt bis zur Padanischen Molasse bildet durch sein strenges Streichen unter 140^{o} eine natürliche Einheit. Vom Nordabschnitt gehört nur der südlichste Teil zum Untersuchungsgebiet.

4.31 südlicher Abschnitt

Der ganze südliche Abschnitt zeigt im großen einen recht einfachen Bauplan. Von West nach Ost folgen jüngere Schichtglieder. Diese kontinuierliche Abfolge wird nur durch zahlreiche Serpentinitvorkommen und das Auftreten einzelner Liasschollen auf jüngerem Untergrund gestört. Die Trias ist in diesem Abschnitt, bis auf eine Rätschuppe bei der Casa Nia di Puli, streng an die Linie Sestri - Voltaggio gebunden. Die Trias des Bric del Gazzo steht als geschlossener Komplex bei ziemlich präzisem N - S-Streichen seiger oder zeigt ein steiles Einfallen gegen E. Nur das Rät ist oft vom Dolomit abgeschert und geht eigene Wege. Seine Wechsellagerung dünner Kalkbänke mit Tonschiefern ermöglicht eine Spezialtektonik,

die sogar zu Überkippungen in den benachbarten Lagen des Nor führen kann (mittlerer Steinbruch im Chiaravagnatal). Der gegen Norden schnell schmaler werdende Triaszug behält das Streichen und Einfallen parallel zur Linie bei. Nur östlich von San Carlo setzt die Trias für etwa 200 m ganz aus und wird hier von Lias vertreten. Dann verbreitert sich das Band wieder und schwillt gegen den Mt. Torbi mächtig an. Bis auf eine Stelle streicht der Dolomit in der Nachbarschaft der Linie streng N - S und fällt steil gegen E ein. Nur wenig südlich der Costa della Rondanina zeigt er ohne jeden Übergang horizontale Lagerung (Profil 5). Der Dolomit wird von Serpentinit unterlagert, ist aber von diesem durch einige cm Rauchwacken getrennt. Auch der Kontakt mit der Linie wird durch wenige m schichtungsloser Rauchwacken verschleiert. In diesem Fall scheint also nicht die Trias allein angeschleppt zu sein, sondern es liegt eventuell eine Schuppe gerade vom Kontakt Serpentinit - Dolomit vor, die an der Störung mit angeschleppt worden ist. Gegen Osten folgt erst auf eine weitere Serpentinitschuppe normal angeschleppter Lias. Ein ähnlicher Schuppenbau mit zum Teil anderen Gesteinen setzt sich bis zur Verbreiterung der Trias gegen den Mt. Torbi fort. In einer dieser Serpentinitschuppen finden sich südlich von Prati zahlreiche Brocken und Bruchstücke von Triasdolomit und Rät, die mit dem Serpentinit tektonisch vermengt sind. Es hat also den Anschein, als habe diese Schuppe den Serpentinit durchdrungen.

Eines der größten tektonischen Rätsel des ganzen Arbeitsgebietes gibt der Mt. Torbi auf (Profil 8 und 9). Auf der normal von der Linie weg gegen E einfallenden Schichtfolge von Nor und Rät ruht horizontal, aber überkippt die gleiche Schichtfolge noch einmal. So weit es zu beobachten ist, ist der Kontakt zwischen der steil gegen E einfallenden Partie und den horizontalen Schichtpaketen rein bruchtektonisch. Rote Dolomitbreccie und eine Paste des im Nor auftretenden grünen Tons mit zahlreichen Dolomitbruchstücken beherrschen das Bild. Gegen die Linie ist der Dolomit in diesem Grenzbereich zu einem Gesteinsgrus zerfallen. In kleineren Steinbrüchen wurde er sogar ohne

Sprengung abgebaut und konnte ohne mechanische Zerkleinerung gesiebt und als Splitt der verschiedenen Größen verkauft werden.

Der horizontale Teil ist in sich noch durch mehrere Störungen zerlegt worden, die meist etwa N - S verlaufen und den östlichen Teil nach unten versetzt haben.

Da hier gleiche Schichten nur in verschiedener Lagerung aufeinander ruhen, und gerade ihre tektonische Grenze dicht zugewachsen oder völlig zerrüttet ist, ist die Möglichkeit einer scharfen Knickfalte, deren Flügel gegeneinander etwas verschoben sind, am wahrscheinlichsten. Eine solche Knickfalte könnte entstehen, wenn die steilaufgerichtete Trias in Richtung Osten wieder abgeknickt wäre. Es bestünde auch die Möglichkeit, daß bei der Intrusion des peridotitischen Magmas dieses bei seitlichen Ausweichungen sein primäres Hangendes, in diesem Fall den Dolomit, überkippt hätte. Der dann über dem überkippten Dolomit vorhanden gewesene Serpentinit müßte in unserem Fall restlos abgetragen worden sein. Eine dritte Möglichkeit wäre, daß das horizontal gelegene Nor und Rät keinen direkten Zusammenhang mit den steilgestellten Partien gehabt hätte, und hier der Rest einer überkippten Mulde, die vielleicht vom Serpentinitmassiv hierher geglitten wäre, vorliegt. In diesem Fall wäre die merkwürdige Lage auf genau den gleichen Schichten reiner Zufall, eine Lösung die wenig befriedigen kann. Auch die beiden anderen erscheinen wenig wahrscheinlich, die zweifellos eleganteste wurde schon auf S. 111 erwähnt.

Die beweglicheren Schichten des Rät und Lias folgen dem Nor im großen ziemlich streng, keilen aber immer wieder einmal aus oder nehmen plötzlich weite Räume ein. In sich sind sie oft vielfach eng verfaltet. Zwischen diese vorwiegend tonig - kalkigen Sedimente und die reinen Tonschiefer des Niveau I der Argilloscisti schaltet sich oft auf längere Strecken Serpentinit ein. Es handelt sich mit Sicherheit wieder um eine Schuppe, die vielleicht die Schwächezone des Dolomits beim Knick aus der mehr horizontalen Lagerung in die steile zum Aufdringen benutzt hat.

Das Niveau I der Argilloscisti zeigt eine intensive enge Verfaltung, deren Faltenachsen parallel mit dem allgemeinen Schichtstreichen verlaufen. Dementsprechend ist auch die Schiefrigkeit im großen parallel mit der Schichtung angelegt. Beide fallen gegen Osten ein, wenn auch längst nicht mehr so steil wie die Sedimente direkt an der Linie. Gegen Osten werden diese Schichten des oberen Jura vom großen Mt. Figogna - Borzoli-Spilitzug abgeschnitten. Auffallend ist die außerordentliche Verschmälerung der Argilloscisti dieses Niveaus von Nord nach Süd. Im Gebiet etwa von Panigaro fehlen sie und der Lias völlig, streckenweise grenzt sogar der Dolomit direkt gegen Serpentinit und Spilit des Mt. Figogna - Borzoli-Zuges. Ein primäres Auskeilen ist kaum anzunehmen, vor allem da nur wenige hundert Meter weiter südlich die Argilloscisti des Niveau I schon wieder mächtig erschlossen sind. Viel wahrscheinlicher ist ein tektonisches Auskeilen auf Grund einer Westbewegung der Spilitmasse gegen die ebenso starre Masse des Triasdolomits, bei der die beweglicheren Schichten zwischen beiden abgequetscht wurden.

Der Mt.Figogna - Borzoli-Spilitzug wird an seinem Westrand von zwei Serpentinitschuppen unterbrochen. Die unterhalb der Militärstraße Borzoli - Casa Scarpino prächtig aufgeschlossene tektonische Grenze zu der einen verläuft horizontal bis steil gegen W einfallend. Die Grenzfläche (oben Serpentinit, unten Spilit) ist teilweise vererzt, von einem alten Bergbau in der heute menschenleeren, wüsten Serpentinitlandschaft zeugen noch mit Hammer und Meißel vorgetriebene Stollen. Da diese Grenzfläche gleichzeitig als Stauhorizont wirkt, der mehrere Quellen speist, ist das Erz ziemlich zersetzt. Bei ROVERETO 1939 wird für diese Stelle ein Abbau von Magnesiumsulfat erwähnt, das wohl bei der Umsetzung der bei der Verwitterung sulfidischen Erzes entstandenen Schwefelsäure mit Verwitterungsprodukten des Serpentinits entstand. Grüne Farbtöne an den feuchten Stollenwänden deuten auf einen gewissen Kupfergehalt. Ein Erzanschliff ergab für die Erzgänge, die in einer Stärke von etwa 1 mm bis zu wenigen

Zentimetern den Serpentinit durchziehen, folgendes Bild: Zinkblende, Pyrit, Antimonglanz, Bleiglanz und etwas Fahlerz liegen in einer engen, lappigen Verwachsung vor. Die Zinkblende ist reich an Einschlüssen entmischten Kupferkieses.

Auffallend sind die mehrfach in flacher Lagerung auf den steil einfallenden Argilloscisti ruhenden Liasfetzen, die häufig mit Serpentinit vergesellschaftet sind. Diese im ganzen mittleren Teil des Arbeitsgebietes weit verbreitete Erscheinung läßt sich praktisch nur durch eine Gleittektonik, die schon fast nur den Charakter eines Bergsturzes oder Erdrutsches hat, deuten. Da diese Vorkommen auf einen maximalen Abstand von 3 km von der Linie Sestri - Voltaggio beschränkt bleiben, bietet sich naturgemäß die aufsteigende Gruppe von Voltri als Abgleitbasis an. Als Schuppen lassen sich diese stets mehr oder weniger horizontalen Pakete kaum deuten. Nur die direkt auf dem Spilit ruhenden Liasreste nördlich der Madonna della Guardia mögen vom Spilit mitgeschleppt sein.

4.32 Die Fortsetzung der Zone Sestri - Voltaggio nach Süden

Bei Betrachtung des Kartenbildes liegt die Annahme nahe, die Elemente der Zone Sestri - Voltaggio, vor allem der mächtige Dolomitzug und der Spilit, würden sich ungebrochen nach Süden unter der verbauten und verschütteten Küstenebene fortsetzen. Das ist aber nur bedingt richtig. So wurden in der direkten streichenden Fortsetzung der Triasdolomite, keine 100 m vom letzten Anstehenden dieses Gesteins entfernt, Tonschiefer des Niveau I der Argilloscisti gefunden. Das Streichen dieser Sedimente gibt mit 90^{o} vermutlich gleichzeitig die Richtung der Störung an, die den hier so mächtigen Triasdolomitzug senkrecht zu seinem Verlauf abschneidet. Wenig weiter westlich findet sich auch Serpentinit in der streichenden Fortsetzung der Dolomite. Der scharfe Wechsel zwischen Spilit und Pliozänmergel an der Trasse der Eisenbahn westlich von Borzoli

macht ebenfalls eine in Ost - West-Richtung verlaufende Störung wahrscheinlich. Diese Störungen hätten das Gebiet der Zone gegen das Meer mächtig nach unten versetzt, also im gleichen Sinn gewirkt wie die weiter oben beschriebene Küstenflexur.

Trotz dieser Küstenabbruchstörungen ist mit einer Fortsetzung der großen Strukturen der Zone Sestri - Voltaggio in die Tyrrhenis hinein zu rechnen, wie aus der auf S. 93 abgebildeten Seekarte hervorgeht. Die Fortsetzung der Linie Sestri - Voltaggio wird, wie schon oben erwähnt, durch einen ziemlich scharfen Einschnitt, morphologisch deutlicher als auf dem Land, gekennzeichnet. Der Spilitzug erhebt sich ebenfalls wie am Land als ein prägnanter Höhenrücken, der auf der Ostseite von der untermeerischen Fortsetzung des Polceveratals begleitet wird. Der der Linie Sestri - Voltaggio entsprechende Einschnitt läßt sich bis zum Rand der von SEGRE gegebenen Karte verfolgen, nachdem die untermeerische Fortsetzung des Polceveratals in sie hineingemündet ist. Eine geologische Ausdeutung dieser Tatsachen in eine Entfernung bis zu 90 km von der Küste wäre jedoch eine reine Spekulation.

4.33 Tektonik des mittleren Abschnitts der Zone Sestri - Voltaggio

Der mittlere Abschnitt ist in seiner Tektonik gegenüber dem Südteil wesentlich komplizierter geworden. Am Rio Mavasso und am größten Triasvorkommen der ganzen Zone, der Triasaufwölbung von Isoverde, treten Strukturen auf, die das im Südteil so strenge N - S-Streichen verlassen, und über SW - NE auch schon Andeutungen einer E- W-ausgerichteten Tektonik erkennen lassen. Der ganze Nordteil des mittleren Abschnitts ist vom Gabbromassiv des Mt. Lecco beherrscht, das wohl insgesamt recht beruhigend auf die Tektonik gewirkt hat.

Die Bindung der Trias an die Linie Sestri - Voltaggio ist hier im mittleren Abschnitt zwar auch noch sicher vorhanden, aber es finden sich doch eine Reihe von kleineren Vorkommen, die nicht unmittelbar an sie grenzen.

Das Gebiet des Rio Mavasso ist schon im Abschnitt über die Linie Sestri - Voltaggio besprochen worden. Bei San Martino und Paravanico wird die Trias wieder mächtiger. Die der Linie näher gelegenen Teile zeigen ein durch zahllose kleinere Störungen immer wieder unterbrochenes N - S-Streichen. Auch kleine Falten, die in dieser Richtung laufen, lassen sich in dünnbankigen Partien des Nor feststellen. Diese Erscheinung läßt sich auch an den schmalen Triaszügen beobachten, die zwischen den großen Triasaufbrüchen die Linie Sestri - Voltaggio säumen. Die Größenordnung dieser N - S-gerichteten Antiklinalen bleibt aber stets im Zehnmeter-Bereich. Wahrscheinlich entstanden sie auch während des Aufsteigens des Serpentinitmassivs, oder durch eine spätere Bewegung innerhalb der Zone Sestri - Voltaggio. Diese braucht durchaus nicht genau gegen W gerichtet gewesen zu sein, da sich praktisch jede Faltung am Serpentinitmassiv stauen wird, und so ihr Streichen sich in der Nähe des "Stein des Anstoßes" nach dessen äußerer Begrenzung richten dürfte.

Der ganze Dolomitkomplex von San Martino ist von Ost - West-Störungen durchzogen, die immer wieder stellenweise, vor allem in einiger Entfernung von der Linie, zu einem Ost - West-Streichen führen.

Bis zu dem großen Triasaufbruch von Isoverde begleitet das gewohnte schmale, manchmal auskeilende Band dolomitischer Trias mit steilem Ost-Einfallen die Linie.

Der Triasaufbruch von Isoverde sticht schon in seiner äußeren Form von allen übrigen Triasvorkommen des Arbeitsgebietes ab. Kleben diese alle mit ihrer längsten Seite an der Linie Sestri - Voltaggio, so ist hier das Gegenteil der Fall. Nur die Schmalseite der sich in Ost - West-Richtung erstreckenden Dolomitmasse liegt an der Linie. Aber auch hier schiebt sich noch von Süden auf über die Hälfte Rät und Lias dazwischen. Südlich Casa Buzzano stellt sich dann unmittelbar an der Linie noch einmal Nor ein. Nur nördlich der Casa Buzzano kommt auf 200 m der Dolomit des großen Aufbruchs bis direkt an die Linie heran.

Im großen hat es den Anschein, als seien die Triasschichten des Vorkommens von Isoverde zu einer großen ENE - WSW gerichteten Antiklinale verformt worden. Deutlich sichtbar ist allerdings nur der Südflügel.

Im Bachbett des Rio d'Iso, der etwa senkrecht zum Streichen das Triasvorkommen durchbricht, ergibt sich auf dem Weg von Süd nach Nord ein stetiges Flacherwerden der zuerst steil gegen S einfallenden Schichten bis zur Horizontalen. Weiter flußaufwärts fallen die Dolomitbänke auf eine kurze Strecke sehr schwach gegen N ein. Dann aber richten sie sich wieder auf und fallen bis zum Nordrand des Vorkommens steil gegen S bis seiger ein. In diesem Bereich ist aber wegen der sehr zahlreichen Klüfte und Störungen die Schichtung nur noch selten klar zu erkennen. Das ganze Dolomitgewölbe wird von zahlreichen Störungen zerlegt und begrenzt.

Entlang dem Rio Rizzolo, westlich von Pietra Lavezzara, läuft bis nach Isoverde eine Störungszone, längs welcher triassische Dolomite immer wieder als Gleitbretter die jüngeren Schichten durchdringen. Auch kleine tektonisch hierher transportierte Serpentinitlinsen finden sich im Bett dieses Baches. Die Störung trennt unterhalb Pietra Lavezzara Rät vom Niveau I der Argilloscisti, während sie im Raum von Isoverde mitten in den Lias-Kalktonschiefern verläuft. Hier schuf sie auch dem Gips, der östlich von Isoverde abgebaut wurde, den Weg ins Freie (s.S.49).

Auch westlich von Isoverde grenzt der Nordolomit meist mit tektonischem Kontakt gegen das Rät. Ganz offensichtlich handelt es sich hier um Abscherungen noch während der Faltung, auf Grund des völlig verschiedenen Verhaltens der starren Dolomite gegenüber den beweglichen Rät-Tonschiefern und Kalken.

Im Rio Rizzolo, wenig unterhalb von Isoverde, treffen sich die südlichen und nördlichen Begrenzungsstörungen des Dolomitaufbruchs im spitzen Winkel. Die nördliche Störung, die hier sehr schön aufgeschlossen ist, verläuft unter 110° bei senkrechtem Einfallen und zeigt eine ausgeprägte

Striemung, die auf dieser Fläche mit 40^{o} gegen NE einfällt. Die südliche Störung taucht bei einem Streichen von 40^{o} mit etwa 60^{o} gegen Süden ab. Im Schnittpunkt beider Störungen ist etwas Gips aufgedrungen. Um dieses östlichste Triasvorkommen schließen sich die Argilloscisti des Niveau I. In dieser Richtung taucht die Trias erst in La Spezia unter den mächtigen Kreideserien wieder auf.

Nur winzige Triasreste in Kubikmetergröße, und zwar Rät und Rauchwacken, schwimmen wenig weiter östlich mitten in den Argilloscisti. Wahrscheinlich sind sie an Störungen, die sich in diesem inkompetenten Gestein nicht verfolgen lassen, hochgeschleppt worden. Ein letztes Zeugnis der Trias im Untergrund ist etwa 2 km weiter östlich schwefelwasserstoffhaltiges Quellwasser bei Mignanego. Im Untersuchungsgebiet tritt auch bei Gallaneto eine ziemlich hochprozentige Schwefelwasserstoffquelle auf. Das H_2S kann nur aus den Rauchwacken der Trias stammen, die schon bei mechanischer Zerstörung dieses Gas freigeben.

Das Triasgewölbe selbst ist von Störungen mehrfach durchzogen. Im Tal des Rio d'Iso, etwas östlich vom Bachbett, ist in dem Steinbruch bei der Doppelkehre über Isoverde eine solche Störungsfläche prächtig aufgeschlossen. Sie streicht etwa SE - NW, der Tallauf des Rio d'Iso folgt ihr. Der südwestliche Teil ist abgesunken. Am Südrand des Triasaufbruchs ist die Störung am besten aufgeschlossen. Hier stoßen dunkle tonige Schichten des Rät mit den hellen Dolomiten des Nor an der Störung zusammen.

Weiter im Osten verlaufen noch mehrere Störungen in dieser Richtung. Randlich sind sie oft der Anlaß für kleine Verschleppungen, die in der im allgemeinen gut aufgeschlossenen Trias schon von weitem zu erkennen sind.

Westlich des Rio d'Iso bei der Casa Nenciane zerteilt eine Störung der Gegenrichtung (SW - NE) den Hauptdolomit. Hier ist ebenfalls der westliche Teil gegenüber dem östlichen abgesunken.

Eine Erklärung für das merkwürdige Phänomen der Aufwölbung der Trias von Isoverde quer zum gesamten übrigen Streichen

ist sehr schwer zu geben. Es könnte eine ältere Faltungsphase vorliegen, dafür spricht das Zerfallen des Dolomits zu Gesteinsgrus in der Nähe, der alles in ihre Richtung zwingenden Linie von Sestri - Voltaggio. Auch der als Antiklinale zu deutende Südteil des Vorkommens spricht für diese Annahme. Aber auch rein lokale Kräfte, vielleicht in Verbindung mit der Heraushebung der gewaltigen Gabbrokuppel des Mt. Lecco könnten dieses Ausbrechen aus der gewohnten Richtung verursacht haben. Im Kartenbild hat es ja den Anschein, als wollte die Trias dem Bogen des Ostrandes des Gabbros folgen. Am wahrscheinlichsten aber bilden die scharfen Störungen am Nordrand der Aufwölbung die Fortsetzung der Ost - West-verlaufenden Störungen, die erwiesenermaßen gerade in diesem Bereich die Linie Sestri - Voltaggio weit gegen E versetzten (s.S.100). Im Westteil ist der Verlauf dieser Störungen durch die jungen Aufschüttungen der Ebene von Cravasco fast stets verhüllt. Nördlich von Casa Buzzano ist eine Störungsfläche zwischen Trias und dem Gabbro erschlossen; sie streicht bei senkrechtem Einfallen 65°. Am Zusammenfluß des Rio delle Gambette mit dem Bach von Lavaggi ist gerade noch ein kleines Serpentinitvorkommen nördlich der Trias erhalten. Von dieser ist es durch eine 130° laufende und ebenfalls seiger stehenden Störung getrennt. Eine 110° streichende Störungsfläche bildet östlich des Rio d'Iso eine Steilwand, auf der eine 30° gegen NE abfallende Striemung die Bewegungsrichtung dokumentiert. An dieser Störung findet sich Gabbro, der aber sehr schnell zum Spilit des Cravasco - Baracche-Zuges überleitet. Die gleiche Störungsrichtung findet sich immer wieder bis zu dem oben erwähnten Ostende dieses Triasvorkommens. Daß der Nordabschluß im Kartenbild nicht unter 110° verläuft, ist durch die diese große Störung zerlegenden kleineren Störungen zu erklären, die häufig unter 70° streichen und den Westteil jeweils nach Süden versetzen.

Der Mechanismus der Heraushebung des Triasvorkommens von Isoverde wäre also etwa folgendermaßen zu denken. Etwas nördlich der Casa Buzzano wird die Linie Sestri - Voltaggio an einer oder wahrscheinlich mehreren in der Rich-

tung etwas wechselnden Störungen wenigstens 800 m gegen Osten versetzt (s.S. 100). Der Gabbro, und in dem oben erwähnten Vorkommen nachgewiesen auch der Serpentinit, liegen auf dieser Strecke nicht mehr westlich, sondern nördlich der Trias. Auch die Trias versucht sich dieser neuen Richtung in ihrem Streichen anzupassen, was zu dem völligen Verfall dieses Gesteins im Schnittwinkel der beiden Störungen nördlich der Casa Buzzano führt. Auf jeden Fall führte auch diese Querstörung zu der sonst nur an der Linie zu beobachtenden Heraushebung der Trias. Diese Heraushebung bleibt nicht nur für den knappen Kilometer des Versatzes der Linie erhalten, sondern setzt sich noch, allerdings mit deutlich abklingender Wirkung, ein Stück nach E fort. Es ist auffallend, daß dieses Querelement eine fast stärkere Wirkung hat als die Linie selbst. Merkwürdig ist auch, daß nicht wie sonst an der Linie eine einfache Steilstellung erfolgte, sondern daß hier die steilstehenden Partien am Nord- und Süd-Rand durch horizontale Dolomitbänke verbunden sind.

Durch diese Heraushebung von zwei Seiten, anstatt nur von einer ist auch die Größe dieses Triasaufbruchs leicht zu erklären.

Ebenso wird es jetzt auch klar, warum der sonst nur durch schmale Bänder längs der Trias der Linie repräsentierte Lias im Umkreis des Mt. Larvego doch recht beachtliche Flächen einnimmt. Die Heraushebung wirkte sonst nur in unmittelbarer Nähe der Linie. Hier kommt jetzt die Heraushebung längs der Südseite der Trias von Isoverde und, wenn auch in geringerem Maße, eine solche an der Nordseite der Trias des Mt. Torbi dazu. Diese drei Heraushebungsfronten sind in einem Viereck angeordnet, bei dem nur die Ostseite die Tendenz zur Absenkung hat. Es wird daher eine große, nur gegen Osten offene Mulde gebildet, wo der Lias unter den jüngeren Argilloscisti abtaucht.

Die Tektonik innerhalb dieser Mulde läßt sich kaum noch entwirren. Mit einiger Sicherheit hat eine Gleittektonik von den Muldenrändern her stattgefunden. In nicht genauer

zu gliedernden Lias-Kalktonschiefern finden sich neben steilem Einfallen auch weite Gebiete mit flachen Überschiebungen und weiten liegenden Falten. Häufig sind ostvergente Spezialfalten, ja oft ist trotz im großen horizontaler Lagerung der Schichtverband stark aufgelöst.

Auch der Ostrand dieses größten Vorkommens der Lias-Kalktonschiefer erscheint streckenweise über die Argilloscisti geschoben. So wird der von der Bocca Bastia kommende Kalkzug des Niveau II der Argilloscisti vom Lias abgeschnitten. Auch an anderen Stellen schwimmen auf den Argilloscisti kleine Vorkommen von Lias. Wie schon im Kapitel über den Südabschnitt erwähnt, lassen sie sich schwerlich anders als durch eine lokale Gleittektonik erklären.

An einigen Stellen durchbrechen noch Rät, und sehr selten das Nor, den Lias dieser Mulde. Im Steilabfall nördlich von Gallaneto ist eine liegende ostvergente Dolomitfalte sehr gut aufgeschlossen.

Bei Gallaneto ist sie ringsherum von Störungen abgeschnitten, aber weiter östlich, im Fluß südlich der Casa Ciappa, ist noch auf fast einen halben Kilometer Nor und Rät in praktisch horizontaler Lagerung anzutreffen. Bei näherer Betrachtung ist zu erkennen, daß hier eine überkippte untere Partie von normal gelagerten Schichten derselben Formation überdeckt wird. Es handelt sich also wohl um einen größeren überkippten Sattel, der in dem genannten Bach aber keine Umbiegung zeigt. Auf weite Strecken ruht die normalgelagerte Schichtfolge flach auf der inversen, und erst bei Gallaneto liegt, wenn man diese beiden Vorkommen vereinigen darf, die Umbiegung vor. Durch Nord - Süd-gerichtete Störungen ist diese liegende Falte immer wieder auf der östlichen Seite nach unten versetzt. Die Sprunghöhe beträgt etwa 10 - 20 m. Diese merkwürdige liegende Falte läßt sich nicht bis an die Linie Sestri - Voltaggio heranverfolgen, sondern sie wird etwa 400 m vor dieser an einer Störung gegen Lias-Kalktonschiefer abgeschnitten. Möglicherweise handelt es sich auch bei diesem

seltsamen Verhalten der Trias um eine Folge von Gleiterscheinungen. An der Linie Sestri - Voltaggio fällt in diesem Bereich die Trias ganz normal ziemlich steil gegen Osten ein. Im Bereich nordöstlich von Cafarella sind flach auf die Sedimente geschobene Serpentinitspäne häufig. Einer von ihnen wird durch einen Bach zerteilt, so daß die fast horizontale Überschiebungsbahn des Serpentinits über die Lias-Kalktonschiefer sehr schön sichtbar wird. Diese Ophiolithfetzen sind wahrscheinlich vom aufsteigenden Serpentinitmassiv ins östliche Vorland geglitten. Die Reichweite dieser Gleittektonik ist recht gering, die meisten dieser Serpentinite liegen nur wenige hundert Meter von der Linie entfernt.Aber selbst bei klar erkennbaren horizontalen Auflageflächen, muß die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß Schuppen aus dem Untergrund vorliegen. Ein schönes Beispiel ist die vom steilen West-Einfallen auf kurze Distanz in die Horizontale übergehende aufgeschlossene Überschiebungsbahn östlich der Casa Scarpino (s.S. 115). Die größte Entfernung von der Gruppe von Voltri hat ein kleines mit Serpentinit verbundenes Liasvorkommen südwestlich von Pietra Lavezzara, das hier flach auf die Argilloscisti überschoben ruht. Als mögliche Abgleitbasis bietet sich die hochgewölbte Trias von Isoverde an, deren ursprüngliche Jurabedeckung ja leicht auf die südlich vorgelagerten Argilloscisti geglitten sein könnte.Die Reichweite dieser Gleittektonik übersteigt im Untersuchungsgebiet auf jeden Fall nicht wenige hundert Meter, und die bewegten Massen sind, falls sie nicht weitgehend abgetragen wurden, recht geringfügig.

Nördlich der Trias von Isoverde wird die Geologie der Zone Sestri - Voltaggio von der Gabbrokuppel des Mt. Lecco beherrscht. An ihrem Ostrand folgt auf eine Serpentinitschuppe, die davon zeugt, daß die ursprüngliche Intrusionsfläche tektonisch überprägt ist, Lias und der in diesem Gebiet neu auftauchende Oberjurakalk. Die Trias fehlt in diesem Gebiet völlig. Bei Lavaggi ist der Ostrand des Gabbros mit seinen zahlreichen Störungen gegen Serpentinit und Sediment sehr schön aufgeschlossen. Noch weiter gegen Norden säumt selbst der Lias nur noch vereinzelt den Gabbro, der meist direkt

gegen das Niveau I der Argilloscisti grenzt. Hin und wieder schaltet sich auch eine Serpentinitschuppe dazwischen. In den "Cave di pietra" ist eine solche Serpentinitschuppe als Ophicalzit ausgebildet, der als Schmuckgestein abgebaut wird. Dieses Gestein ist schon bei der Besprechung der Stratigraphie der Argilloscisti auf S.62 behandelt worden. Sein Auftreten ist stets auf den Westrand von Spiliten im Grenzbereich zwischen Niveau I und Niveau II der Argilloscisti beschränkt. Auch der Ophicalzit der Cave di pietra schmiegt sich westlich an einen solchen Spilit. Auch in diesem Fall dürfte also weniger die Lage östlich vom Gabbro, als viel mehr die westlich vom Spilit von Bedeutung sein.

Die noch zur Zone Sestri - Voltaggio zu rechnenden Argilloscisti des Niveau I entsprechen in ihrem Verhalten genau denen des Südteils.

Mit dem gegen Norden zunehmenden Kieselsäuregehalt ist auch die Faltungsfreudigkeit des Radiolarits gewachsen. In allen Aufschlüssen zeigt er eine dem allgemeinen Bauplan angepaßte recht intensive Faltung. Diese verläuft keinesfalls rein westvergent, wie es von J. SCHNEIDER gefordert wird. Senkrechte Faltenachsenebenen und auch Ostvergenz treten durchaus auf.

4.34 Tektonik des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri - Voltaggio

Nur der kleinste Teil des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri - Voltaggio gehört noch zum Untersuchungsgebiet. Die hervorstechendsten Merkmale dieses Teiles ist das Abknicken aller tektonischer Einheiten in die Richtung 140^{o} und ein komplizierter Schuppenbau. Trias erscheint nur noch in kleinen Vorkommen an der Linie, die großen Massen liegen weit östlich von dieser. Im Untersuchungsgebiet fehlt sie völlig; Lias stellt die Schuppen unmittelbar an der Linie und tritt auch östlich des Spilitzuges, dem einzigen durchgehenden Element des nördlichen Abschnitts,

mitten in den Argilloscisti noch einmal auf. Auch in diesem Gebiet deuten einzelne kleinere Liasvorkommen auf eine Gleitung. So ruht oberhalb von Sette Fontane auf dem Serpentinit unmittelbar am Rand zum Gabbro horizontal Lias. Hier ist ein Abgleiten vom sich erhebenden Gabbro wahrscheinlich.

Westlich von Crovi sind in einem kleinen E - W-verlaufenden Bach zwei übereinander liegende Gleitschuppen jeweils aus Serpentinit und Liaskalk bestehend, aufgeschlossen. Auch hier ruht der Lias auf steil einfallenden Argilloscisti.

Das nördlich anschließende Gebiet der Zone Sestri - Voltaggio bis zu ihrem Abtauchen unter die padanische Molasse wurde von H. IBBEKEN bearbeitet.

4.4 Tektonik der Kreideserien

Da die Tektonik der Kreideserien nur noch unwesentlich von den einzelnen Abschnitten der Zone Sestri - Voltaggio beeinflußt wird, und größere tektonische Einheiten nur im Gebiet des Antola-Albereses nachzuweisen sind, ist die bei der Zone Sestri - Voltaggio durchgeführte Nord - Süd-Gliederung wenig sinnvoll. Sie soll durch eine Aufteilung nach den einzelnen Niveaus der Kreide ersetzt werden. Da diese ziemlich gleichmäßig nach Osten abtauchen, ergibt sich praktisch eine Ost - West-Gliederung. Die tektonische Charakteristik soll sich im wesentlichen auf die tieferen Schichtglieder beschränken, da die Tektonik der höheren Serien von H. IBBEKEN im angrenzenden Gebiet sehr ausführlich bearbeitet wurde. Das Niveau I der Argilloscisti wurde schon bei der Besprechung der Tektonik der Zone Sestri - Voltaggio mit berücksichtigt, da es vermutlich noch zum Jura gestellt werden muß.

4.41 Niveau II

Das Niveau II stellt mit seinen vorwiegend kalkigen, zum Teil dickbankigen Sedimenten, inmitten der meist tonigen übrigen Argilloscisti, einen guten Leithorizont auch für die große Richtung der Tektonik dar. Im Gegensatz zu den vielfach eng gefalteten, schmalen Sandkalklagen, die immer wieder in allen Niveaus der Argilloscisti eingeschaltet sind, zeigen die dickbankigen Kalke des Niveau II im Nordteil des Arbeitsgebietes in ihren kompakten, zentralen Teilen kaum eine Faltung. Im Rio Riasso östlich Pietra Lavezzara z.B. fällt diese ganze Folge einheitlich mit etwa 60^{o} gegen Osten ein. Nur in den randlichen Partien, in denen nur noch geringer mächtigen Kalkbänken mächtige Schieferzwischenlagen gegenüberstehen, kommt es wieder zu Spezialfaltungen.

Wesentlich faltungsfreudiger ist die im Südteil des Arbeitsgebietes ausgebildete dünnbankige Kalkfazies des Niveau II.

Diese Kalke legen sich eng an den Borzoli-Mt. Figogna-Spilitzug an und zeigen schon auf Grund dieser besonderen Lage eine sehr intensive Tektonik, die sich in sehr enger, stellenweise isoklinaler Verfaltung dokumentiert. Faltenachsen und allgemeines Streichen folgen der Nord - Süd-Richtung, die Faltung ist meist westvergent. In den Teilen eines etwas erhöhten Tongehalts finden sich sehr schöne Aufschlüsse, die den Zusammenhang Biegefaltung - Schieferung überaus deutlich zeigen.

Der Spilitzug wirkte als "Prellbock" für die westvergenten Bewegungen und führte wahrscheinlich zu den intensiven Bewegungen des Niveau II in seinem Bereich. An der Grenze zwischen beiden kam es oft, aber nicht immer zu Abscherungen. Der häufig zwischen ihnen eingeschaltete rote Tonschiefer, der hier den Radiolarit vertritt, ist restlos durchgeschiefert. An manchen Stellen ist er tektonisch angereichert, an anderen wiederum restlos abgequetscht.

4.42 Niveau III

Dieser Horizont ungemein mächtiger, fast reiner Tonschiefer läßt naturgemäß keinerlei größere Strukturen erkennen. Die Schiefrigkeit fällt mit den Faltenachsenebenen der sehr engen Verfaltung und demgemäß fast immer mit der Schichtung zusammen. Das allgemeine Einfallen gegen Ost ist auch hier wieder zu beobachten, wenn auch gegensinniges Einfallen keinesfalls selten ist. Es muß also auch in diesem inkompetenten Gestein mit einzelnen Aufwölbungen gerechnet werden. Die wenigen dünnen Sandkalklagen zeigen eine ebenfalls sehr intensive Biegefaltung. Ob umfangreichere Partien mit zahlreichen Sandkalkbänken stratigraphisch in diese Serie gehören, oder nur tektonisch durch Aufwölbungen oder als Schuppen hierher verfrachtet wurden, läßt sich nicht entscheiden.

4.43 Niveau IV

Diese Wechselfolge aus Sandkalken und dunklen Tonschiefern gestattet wieder eine intensive Verfaltung, die allerdings nicht mehr den Grad der Verformung erreicht, wie im Südabschnitt des Niveau II oder den Sandkalkeinschaltungen im Niveau I. Die Ursache hierfür mag in der größeren Entfernung von der Gruppe von Voltri liegen, gegen die ja die westvergenten Falten gerichtet sind. Ein anderer Grund könnte sein, daß die ziemlich mächtigen Kalksandsteinbänke dieses Niveaus nur etwas größere Faltenradien zulassen. Das Streichen folgt noch recht streng der Linie Sestri - Voltaggio.

4.44 Niveau V

Das Niveau V zeigt eine außerordentlich interessante Kleintektonik, die auf der rhythmischen Sedimentation dünner Kalklagen in mächtigeren Mergelpaketen beruht. Diese Kalklagen zeigen eine sehr intensive, kleinräumige Faltung, während die Mergelpakete nur ein gleichmäßiges Einfallen zeigen. In ihnen wird die Kompression durch Plät-

tung und scherende Verschiebung ausgeglichen (H. WUNDERLICH 1960). Der Faltenspiegel der Kalklagen folgt dem Streichen und Einfallen des Mergels, so daß in der Entfernung die isoklinal verfalteten Kalkbänke nur wie mächtigere ungefaltete Einlagen in den Mergeln aussehen.

4.45 Niveau VI

Niveau VI ähnelt nicht nur in seiner Stratigraphie, sondern auch in seiner Tektonik außerordentlich dem Niveau IV. Einer im großen und ganzen weitläufigen Faltung stehen kleinere Spezialfalten der dünnbankigen Sandkalke gegenüber. Auch Niveau VI streicht noch N - S und der Faltenspiegel taucht gegen Osten ab.

4.46 Tektonik des Oberkreide-Flyschs

Auf die Tektonik des Oberkreideflyschs soll in dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden, da sie durch die Kartierung von H. IBBEKEN im benachbarten Gebiet des Scriviatales um Montoggio ausführlich bearbeitet wurde.

Bei Übersichtsbegehungen konnte festgestellt werden, daß im östlich an das Untersuchungsgebiet anschließenden Oberkreideflysch der Stil der Tektonik kaum von dem im Scriviatal abweicht.. Auch hier findet die kleinräumige Verfaltung mit den unteren Partien der Montoggio-Schiefer ihr Ende. Die Ausrichtung nach der Linie Sestri - Voltaggio ist ebenfalls nur bis zu diesem Niveau zu beobachten. Der dickbankige, mächtige Alberese ist restlos von seiner ursprünglichen Unterlage, den Scisti Policromi, abgeschert und durch eine weiträumige Gleittektonik verfaltet. Die oberen Teile der Montoggio-Schiefer und die plastischen Scisti Policromi dienten als ideale Abscherungsfläche. So erklären sich auch die außerordentlichen Mächtigkeitsschwankungen dieser beiden Serien, die alle Zwikken zwischen den beiden tektonischen Stockwerken ausfüllen. Nur gegen die Küste, südlich von Granarolo, verläßt der Antola-Alberese teilweise sein natürliches Auflager und ruht auf den obersten Niveaus der Argilloscisti. Mögli-

cherweise handelt es sich um ganz lokale Erscheinungen, die Überschiebungsfläche ist wegen der Stadtverbauung kaum zu beobachten.

Die Faltenachsen der mächtigen Alberese-Knickfalten folgen nicht mehr der Nord - Süd-Richtung, sondern zeigen einen für Gleitfalten typischen Wechsel der Vergenzen und der Achsenrichtungen.

4.5 Zeitliche Einordnung der Tektonik

Für die gesamte Serie der Zone Sestri - Voltaggio liegt der Zeitraum der Faltung ziemlich fest. Der Antola-Alberese, der noch die höchsten Teile der Kreide umfaßt, ist von der Faltung noch voll ergriffen worden. Das ihn im Norden überlagernde Oligozänkonglomerat dagegen ist, abgesehen von einigen örtlichen Aufwölbungen oder Verschleppungen, von der Faltentektonik nicht mehr beeinflußt worden. Das Eozän fehlt im Untersuchungsgebiet völlig. Weiter östlich, im Gebiet von Bedonia und Bobbio, wo eine mächtige Eozänsedimentation vorliegt, ist diese ebenso wie das Unteroligozän von der Faltung voll erfaßt worden. Für das Untersuchungsgebiet steht der gesamte Zeitraum vom Beginn des Tertiärs bis zum Einsetzen der Sedimentation des Konglomerats im Oberoligozän zur Verfügung. Für einen frühen Beginn der Faltung, also etwa in der laramische Phase spricht die Sedimentationsunterbrechung zu diesem Zeitpunkt. Wahrscheinlicher ist es, daß keine solche zeitliche Diskrepanz zu den Faltungen im Gebiet um Bobbio und Bedonia besteht. Da in diesen Gebieten aber das Oberoligozän eventuell noch teilweise mitgefaltet ist, ist auch ein etwas früheres Einsetzen der Tektonik im Untersuchungsgebiet möglich. Am wahrscheinlichsten ist also eine Faltung in der Pyrenäischen Phase, aber auch die Möglichkeit einer intereozänen oder spätlaramischen Bewegung läßt sich nicht ausschließen.

Der scharfe Übergang an der Basis des Antola-Albereses von einer kleinräumigen, streng Nord - Süd ausgerichteten Tektonik zu einer weiträumigen ungebundenen und nicht rich-

tungsbeständigen Alberesefaltung, könnte als Diskordanz aufgefaßt und diese der Austrischen Phase zugeordnet werden. Das ist aber mit einiger Sicherheit falsch, die unterschiedliche Tektonik beruht auf der ebenso unterschiedlichen Gesteinsausbildung, und die plastischen Tone der Scisti Policromi ermöglichten die Abscherung.

Unbeantwortet bleiben muß die Frage, ob das Gebiet der Gruppe von Voltri, daß ja stratigraphisch nichts mehr mit den ligurischen Sedimenten gemein hat, nicht eventuell wesentlich vor diesen gefaltet worden ist. Es besteht ja im ganzen Nordapennin die Tendenz, daß jeweils die weiter westlich gelegenen Gebiete früher gefaltet wurden. Auf der Gruppe von Voltri sind keine Kreidesedimente bekannt, so daß hier bis zum Einsetzen des Oligozänkonglomerats ein sehr weiter Spielraum bliebe.

Die Linie Sestri - Voltaggio ist wahrscheinlich schon recht frühzeitig angelegt worden, erhielt aber ihr heutiges Gesicht sicher auch erst in der tektonischen Hauptphase im Tertiär. Wie die Verstellungen des Oligozänkonglomerats an ihr beweisen, kam sie auch danach noch nicht zur Ruhe.

Die großräumige Verstellung des Oligozänkonglomerat erfolgte bei der Heraushebung des fertig gefalteten Gebirges. Im Untersuchungsgebiet ergab sich, daß die Linie der maximalen Hebung ungefähr mit der heutigen Wasserscheide zusammenfällt. Die südlich der Wasserscheide gelegenen Konglomerate fallen mit etwa 25^{o} zum Meer ein, die nördlicher dieser Linie anstehenden zur Poebene. In den meist grobkörnigen und schlecht geschichteten, und zu dem im Untersuchungsgebiet nur spärlich vertretenen, Konglomeraten waren allerdings nur wenige Messungen möglich. Auch während des Pliozäns dauerte die Heraushebung noch an, denn auch diese jungen Sedimente zeigen an der Küste und an der Grenze zur padanischen Molasse noch Verstellungen.

5.0 Quartär und morphologische Übersicht

5.1 Quartäre Bildungen

Da der Apennin erst ganz jung und dementsprechend schnell herausgehoben ist, und diese Aufwärtsbewegung vermutlich noch in vollem Gange ist, sind größere Ablagerungen des Quartärs im Apennin selbst kaum zu erwarten. In der Tat deuten die wenigen quartären Vorkommen immer wieder auf eine junge Epirogenese hin. Eiszeitliche Bildungen sind im Untersuchungsgebiet nicht nachzuweisen.

Bergstürze sind relativ häufig, vor allem die basischen Intrusiva bilden oft größere Bergsturzmassen. Rings um den Mt. Lecco finden sich immer wieder größere und kleinere Bergstürze. Aus der weiten Talaue des Rio delle Gambette ragen einzelne, zum Teil hausgroße Gabbroklötze empor, die ihren Weg sicher vom Mt. Lecco nahmen.

Auch die für den ganzen Nordapennin so typischen Bergschlipfe (frane) finden sich mehrfach im Untersuchungsgebiet. Sie treten bevorzugt in den Gebieten der Argilloscisti auf, in denen eine Wechsellagerung zwischen Sandkalk und Tonschiefern zahlreiche Abscherungsflächen ermöglichen.

Gebiete tiefgründiger Verwitterung ließen sich im Arbeitsgebiet nicht nachweisen. Die Böden bedecken meist nur ganz flach das Anstehende.

Nur in den Talauen liegen oft gewaltige Geröllanhäufungen, zu deren Bewegung die heutigen Niederschläge nicht ausreichen. Wahrscheinlich erfolgte ihr oft weiter Transport in den niederschlagreichen Zwischeneiszeiten. Auffallend ist das Vorherrschen sehr großer Gerölle.

Flußterassen sind nicht vorhanden. Die Flüsse und Bäche, insbesondere der Polcevera und seine Nebenflüsse und der Lemme scheinen sich gleichmäßig eingeschnitten zu haben. Nur im Oberlauf des Rio Varenna bei San Carlo finden sich 25 m über dem heutigen Bachbett eindeutige Flußgerölle, die auf dem anstehenden Serpentinit ruhen. Die Küstenschotter nehmen einen relativ schmalen Raum ein, an vielen Stellen reicht das Anstehende bis ans Meer.

5.2 Morphologische Übersicht

Die Morphologie des Gebietes hängt in hohem Maße vom geologischen Untergrund ab. Lias-Kalktonschiefer und Argilloscisti geben der Landschaft einen Mittelgebirgscharakter. Geringe Hangneigung und eine intensive Durchtalung sind hier vorherrschend. Sehr deutlich heben sich aus diesen weichen Schichten die Dolomite der Trias hervor. In dem wasserdurchlässigen Karbonatgestein ist es zu keiner Talbildung gekommen. Nur der Rio d'Iso zerschneidet in einer senkrecht zum Streichen laufenden, tief eingeschnittenen Schlucht das Triasvorkommen von Isoverde. Wegen seines Ost - West-Streichens hatte es ein natürliches Hindernis gebildet, vor dem sich die gewaltigen Schuttmassen des Talkessels von Cravasco angesammelt haben.

Die Trias bildet häufig Steilwände. Im Westteil der Trias von Isoverde ist beginnende Karstbildung zu beobachten. Weitreichende Höhlen mit einem unterirdischen Entwässerungssystem existieren und auch Dolinen sind häufig. So versickert der ziemlich stark wasserführende Bach von Lencisa gegen Südwesten beim Erreichen der Trias völlig. Ein kräftiger Zufluß stürzt über einen kleinen Wasserfall in ein winziges Becken, das ringsum aus anstehendem Rätkalk besteht, aus dem aber oberflächlich kein Wasser abfließt.

Ein besonders stark ausgeprägtes Relief hat der Gabbro, der zur Ausbildung von Steilwänden neigt. Auch Serpentinit und Spilit erheben sich stets als morphologische Rippen über ihre Umgebung. Hier ist besonders der spitze Kamm des Borzoli-Mt. Figogna-Spilitzuges zu erwähnen.

Der Ostrand des Serpentinitmassivs der Gruppe von Voltri bildet steile Hänge, die das Grüngestein deutlich von den Sedimenten abgrenzen.

Die Oberfläche des Serpentinitmassivs selbst ist durch große Hochebenen gekennzeichnet, die von tief eingeschnittenen Tälern zerteilt werden. Der Serpentinit ist kaum wasserdurchlässig, und da die Vegetation auf ihm nur schütter ist, laufen die Niederschläge in kürzester

Zeit ab. Serpentinitlinsen in anderen Gesteinen wirken als Stauhorizonte und im Ausbiß kommt es oft zu Überlaufquellen. Auf der Gruppe von Voltri ließen sich zwei Einebnungsflächen feststellen. Eine höhere bei 1 100 m und eine zweite, etwas unsichere im 900 m Niveau. Sie wird vor allem durch die Ebene von Praglia und einige Einebnungsstufen in dieser Höhe repräsentiert. Reste der oberen Fläche liegen den abgeflachten Gipfeln des Mt. delle Figne und des Mt. Taccone vor. Auch im Antola-Alberese-Block lassen sich entsprechende Einebnungsflächen feststellen. Nur in den weiten Gebieten der Zone Sestri - Voltaggio und der Argilloscisti sind keine solchen Flächen zu bemerken. Wegen der schnellen Heraushebung überwiegen in diesem aus den unterschiedlichsten Gesteinen zusammengesetzten Gebiet die morphologischen Unterschiede auf Grund des Geologischen Untergrunds.

Auch die jungen Flächen in beträchtlicher Höhe deuten auf eine kräftige Heraushebung in jüngster Vergangenheit, die wahrscheinlich noch nicht ihr Ende gefunden hat.

6.0 Zusammenfassung

Der erste Teil der Arbeit ist den Grüngesteinen der Gruppe von Voltri gewidmet. Ihre Petrographie konnte nur in groben Zügen untersucht werden, da ihre große Vielfalt nur durch Spezialstudien auf kleinstem Gebiet erfaßt werden könnte. Ihre zeitliche Aufeinanderfolge ist normal im Sinne STEINMANN's, allerdings treten wahrscheinlich mehrere Schübe auf. Die Sedimentbedeckung der Gruppe von Voltri wird mit den Lias-Kalktonschiefern der Zone Sestri - Voltaggio verglichen, eine Übereinstimmung mit den kretazischen Argilloscisti jedoch abgelehnt. Die innerhalb des Untersuchungsgebiets gefundenen geringmächtigen unreinen Quarzite werden zusammen mit den überwiegend kalkig-tonigen Schistes lustrés in den Jura gestellt.

Die gesamte Gruppe von Voltri wird in Übereinstimmung mit M. RICHTER mit dem Hochpenninikum der Westalpen gleichgesetzt. Die östlich angrenzende Zone Sestri - Voltaggio wird wegen der mit dem Unterostalpin vergleichbaren Sedimenten und wegen des Auftretens von Ophiolithen stratigraphisch mit dem Grenzbereich Penninikum - Ostalpin verglichen. In ihrer tektonischen Stellung beginnt hier eine gänzlich neue Einheit, für die es in den Alpen kein Gegenstück gibt.

Die Trias ist überwiegend dolomitisch ausgebildet. Unterste Trias fehlt, das Rät zeigt blaugraue Kalke mit Korallen und schwarze Tonschiefer. Der Lias führt an der Basis einen kieseligen Kalk, der in eine Tonschiefer-Sandkalk-Wechselfolge übergeht. Der obere Jura wird durch dunkle Punktkalke, mächtige braune Tonschiefer und roten Radiolarit repräsentiert. Die gesamte Folge des Jura ist mit Spiliten vergesellschaftet. Diese sind durch die Metamorphose weitgehend in Glaukophan-Epidot-Schiefer umgewandelt worden. Nur in größerer Entfernung vom Serpentinitmassiv findet sich noch die ursprüngliche spilitische Struktur.

Die Argilloscisti (Unterkreide) werden zusammen mit H. IBBEKEN in sechs Niveaus untergliedert und deren Alter teilweise durch Mikrofossilien belegt. Montoggio-Schiefer,

Scisti Policromi und Antola-Alberese schließen die Flyschfolge und werden nur noch vom Oligozänkonglomerat diskordant überlagert. Pliozänmergel bleiben auf kleine Vorkommen direkt an der Küste und die Padanische Molasse beschränkt.

Das wichtigste tektonische Element des Untersuchungsgebietes ist die Linie Sestri - Voltaggio. Sie wird als eine große Störung am Ostrand des Serpentinitmassivs der Gruppe von Voltri gedeutet, die schon den Aufstieg des peridotitischen Magmas wesentlich beeinflußte. Das Serpentinitmassiv hat sich an dieser Störung kräftig herausgehoben und randlich die Sedimente des älteren Mesozoikums angeschleppt. Es wird die Möglichkeit diskutiert, daß dieser Mechanismus durch die Volumenzunahme des Serpentinits bei seiner Entstehung aus Peridotit verursacht worden sein könnte.

Während der Faltung des Gebiets, für die der Zeitraum von der Wende Kreide- Tertiär bis zum Unteroligozän zur Verfügung steht, wurde durch Anschuppung die Tektonik des Gebietes längs dieser Linie noch komplizierter. Horizontal über Unterkreide geschobener Lias macht eine lokale Gleittektonik wahrscheinlich.

Das fertig gefaltete Gebirge wurde erst im jüngsten Tertiär herausgehoben.

Riassunto

La prima parte di questo lavoro tratta le pietra verdi del gruppo di Voltri.

La petrografia di questo, data la sua grande varietà, poteva essera trattata solo per grandi tratti; solo uno studio particolare potrebbe dare un risultato migliore.
La successione cronologica è normale secondo lo STEINMANN, però, probabilmente si hanno diverse ripetizione.
La copertura sedimentare del grupo di Voltri viene confrontata con il lias calcareo-scisto-argilloso (Lias-Kalkton-schiefer) della zona Sestri-Voltaggio, una analogia con gli argilloscisti cretacici però non viene trovata.
Le poche ed impure quarziti che si rinvengono nella zona di studio vanno unite con i calcescisti (schistes lustrés) nel Giura.

Il gruppo di Voltri viene, d'accordo con M. RICHTER, uguagliato all'alto Penninico delle Alpi Occidentali.
Invece la zona Sestri-Voltaggio il quale confina ad oriente con il primo, viene, a causa della presenza delle ofioliti e peri sedimenti, confrontato stratigraficamente con il "Unterostalpin" delle Alpi.
Nella sua posizione tectonica invece comincia qui una nuova unita per la quale non si trova nulla di simile da confrontare nelle Alpi.
Il trias è principalmente di formazione dolomitica. Il trias piu profondo manca, il retico si presenta con calcare grigio-blu, con coralli e con scisti argillosi neri.
Il Lias porta alla base un calcare siliceo, il quale passa ad una forma argilloscistosa con calcare arenaceo.
Il giura superiore è rappresentato da calcare nero compatto con punti, da scisti argillosi e da radiolariti rosse.
Tuto il giura à frammezzato con spiliti. Queste sono, a causa della metamorfosi, per la maggior parte trasformate in scisti glaucofanitici e epidotitici. Solo ad una grande distanza dal massiccio di serpentina si puo trovare l'originale struttura spilitica.
Gli argilloscisti sono in collaborazione con H. IBBEKEN divisi in 6 livelli, l'età di questi è in parte documenta-

bile con microfossili. Il Montoggio-Schiefer, gli Scisti Policromi e il Antola-Alberese chiudono la zona del flysch e sopra di loro si discordante il conglomerato oligocenico. L'affioramenti Pliocenici si trovano solo in piccole zone vicino alla costa e nelle molasse della pianura Padania.
L'elemento tectonico piu importante nella mia zona di studio è la linea Sestri-Voltaggio. Questa linea viene vista come una grande faglia al confine Est del gruppo di Voltri, la quale influenzava gia notevolmente l'affioramento del magma peridotitico.
Il massiccio di serpentina si èn alzato fortemente a causa di questa faglia ed ai margini ha portato in alto i sedimenti del piu anziano mesozoico. Si discute la possibilita che questo meccanismo fosse causato dall' aumento di volume delle serpentine durante la loro trasformazione dall'originario peridotito. Durante il piegamento, per il quale si conta un'era che va del paleocenico fino al oligocene, si complicava ancora di piu la tectonica di zona lungo questa linea. Il lias che si trova orizzontale sopra gli argilloscisti fa pensare ad un locale scivolamento tectonico.
Le montagne piegamente furono portate in alto nel giovane terziario.

7.0 LITERATURVERZEICHNIS

AGIP MINERARIA: Foraminiferi Padani, Milano 1957

-.- Microfacies Italiane, Milano 1959

ARGAND, E.: Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Essai de carte structurale, Beitr. Geol. Karte Schweiz, 64, 1911

BEHRMANN, R.: Die geotektonische Entwicklung des Apenninsystem. Geotekt. Forsch., H.12, 1958

BOLLI, H.: Zur Stratigrafie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Mitt. aus dem Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, Ser. A, No.34, 1945

BONI, A.: Per la geologia dell'Appennino settentrionale a W della linea La Spezia - Piacenca. Atti Ist. Geol. Univ. di Pavia, Vol. XII, 1961

CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. Basel 1953

CONTI, S.: Valli in serpentina della Liguria. Contrib. 1: Boll. Soc. Geol. It. 60, 1941, Contrib. 2: 61, 1942, Contrib. 3 u. 4: 63, 1944

-.- Considerationi preliminari sulla genesi delle oficalciti nelle alpi Liguri e Cozie. Publ. Ist. Geol. Univ. Genova, Quadr. 8, Ser. B, 1954

-.- Diaspri, ftaniti e radiolariti. Ebenda Quadr. 11, 1958

CRETTAZ, P.: Geologische Untersuchungen an der Alpen - Apenningrenze in Ligurien (Italien). Mitt. aus dem Geol. Inst. der ETH Zürich, Ser. C., Nr. 61, Diss. 1955.

DAL PIAZ, G.B.: Rapporti e differenze fra la formazione penninica dei calcescisti alpini e la formazione argillosa ofiolitifera dell'Appennino settentrionale. Atti Accad. Sci. Torino 77 u. 78, 1943

DELLA CAMPANA, C.: Cenni paleontologici sul pliocene antico di Borzoli. Atti Soc. lig.di sc. natur. Genova, 1890

DONATH, M.: Chrom. Die metallischen Rohstoffe Bd. 14 Stuttgart 1962

ENGELS, B.: Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen

Paläozoikum. Geotekt. Forsch. H. 13, 1959

FALLOT, P., LANTEAUME, M., CONTI, S.: Sur âge des calcaires à Helminthoides (Alberese) de la région génoise. Comptes rendus des séances de l'Academie des Sc.t. 247, 1958

-.- Géologie méditerrane. 1959

FRANCHI, S.: Sull'età delle pietre verdi del Gruppo di Voltri nell'Appennino genovese. Boll. Soc. Geol. Ital. 34, 1915

-.- Alcuni nuovi lembi di oligocene nei dintorni di Isoverde. ebenda 36, 1917

-.- Di una eclogite in filoni nella lherzolite dei dintorni di Voltaggio. Ebenda 39, 1920

-.- I dati stratigrafici e paleontologici fondamentali per l'età secondaria dei calcescisti e l'ipotesi di un grande carregiamento della massa di questi, nelle Alpi franco-italiane. Atti Accad. Linc., 1, 6. Ser., 1925

-.- La prosecuzione della zona ad Helmintoidea della Alpi Marittime all'Appennino genovese e l'etá delle Argille scagliose. Mem. R. Accad. Linc. Cl. Fis. Ser. 6,1 1926

GÖRLER, K.: Geologie des mittleren Abschnitts der Zone Sestri - Voltaggio, Provinzen Genua und Alessandria, Italien. Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 1960

GRUNAU, H.: Geologie von Arosa. Diss. Bern 1947

HEIDE, S. van der: De Geologie van het Gebied tuschen Scrivia en Staffora. Leidsche geol. Mededeelingen Deel XII, 1941

IBBEKEN, H.: Geologie des oberen Scrivia-Tales zwischen Casella und Montoggio, Provinz Genua, Italien. Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 1960

-.- Stratigraphie und Tektonik des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio und des angrenzenden Gebietes bis zum oberen Scriviatal (Prov. Alessandria und Genua). Diss. Freie Univ. Berlin 1962

KOBER, L.: Beiträge zur Geologie des Nordapennins und der angrenzenden Alpen. S.-B. Akad. Wiss. Wien, 136, 1927

-.- Bau und Entstehung der Alpen. Wien 1955

LIPPARINI, T.: Studi stratigrafici e tettonici dell' Appennino settentrionale. Boll. Uff. Geol. Ital. 69 (1944), t. 7, 1946

LOCHER, TH.: Zur Geologie der Gruppe von Voltri. Diss. Zürich 1957

LUDWIG, O.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordapennin. Geol. Rdsch. H. 1, 1929

MASINI, R.: Le Tirrenidi. Pisa 1955

MAXWELL, J.C.: Turbidite, Tectonic and Gravity Transport, Northern Apennine Mountains, Italy. Bull. Am. Ass. of Petr. Geol. Vol. 43, 11, 1959

MERLA, G.: Geologia dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. Ital. 70, 1952

-.- Ricerche tettoniche dell'Appennino settentrionale. Int. Geol. Cgr. 1948, Part XIII, London 1952

-.- Essay on the Geology of the Northern Appennines. Meeting on the Gas Fields of Western Europe. Milan Septembre:Octobre 1957

MIGLIORINI, C.I.: Composite wedges and Orogenic Landslips in the Appennines. Int. Geol. Cgr. 1948, Part VIII, London 1950

MONTANARO-GALLITELLI, E.: Tentativo di interpretazione genetica di certe argille appenniniche alla luce dei recenti reperti oceanografici. Int. Geol. Cgr. 1948, Part VIII, London 1950

-.- Globotruncane campiano-maestrichtiane nella formazione a facies di flysch di Serramazzoni nell' Appennino settentrionale modenese. Boll. Soc. Geol. Ital. Vol. 72, 1958

PASQUARE, G.: Contributo allo studio geologico del settore centro - settentrionale del "Gruppo di Voltri". Boll. Serv. Geol. d'Italia, Vol. 80, fasc. 2 - 3, 1958

-.- Rapporti tettonici tra la "serie di Montenotte" ed il "Massiccio cristallino Savonese" ebenda Vol. 81, fasc. 2 - 3, 1961

REPOSSI, E.: Ritrovamento di fossili nella dolomia del M. Gazzo presso Sestri Ponente. Att. Real. Acc. Linc. ser. 5 vol. 28, 2. 1919

REUTTER, K.-J.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Bedonia und Varese Ligure im Nord-Apennin. Diss. Berlin Freie Univ., 1960

-.- Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin. N.Jb. Geol. u. Paläont. Mh. 1961

RICHTER, D.: Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. N.Jb. Geol u. Paläont., Abh. 105, 1957

-.- Gesteine und Vorkommen der Arosa-Zone zwischen Arosa und Hindelang im Allgäu. Geol. Rdsch. 46, 1957

-.- Schiefrigkeit und tektonische Achsen im Gebiet des Velberter Sattels (Rheinisches Schiefergebirge) Z.d.g.G.112, 1 1960

RICHTER, M.: Zum Problem der alpinen Gipfelflur. Ztschr. f. Geomorphologie, Bd. 55, H. 3-4, 1929

-.- Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung. Geologie, Jhrg. 7, 1958

-.- Über den Bau der Ligurischen Alpen. 1. Das Fenster von Castelvecchio. N. Jhrb. Geol. u. Paläont. Abh. 107, 1959

-.- Über den Bau der Ligurischen Alpen 2. Der Flysch des Gebietes San Remo - Alassio. ebenda 108, 1960

-.- Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin. Geol. Rdsch. 50, 1960

-.- Über den Bau der Ligurischen Alpen. 3. Tektonik und Stellung der Flyschzone. Z.d.g.G. 113, 1 1961

RITTMANN, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit Stuttgart 1960

ROESLI, F.: Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. Eclg. Geol. Helvet. 37, 2, 1945

ROEVER, de W. P.: Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? Geol. Rdsch. 46, 1957

ROVERETO, G.: Osservazioni geologiche lungo la nuova linea Ferrata Genova - Ovada. Boll. Soc. Geol. Ital. 13, 1894

-.- Liguria Geologica. Mem.Soc. Geol. Ital. 2, 1939

SACCO, F.: L'Appennino settentrionale Boll. Soc. Geol. Ital. 10, 1891

-.- I Problemi delle formazioni ofiolitiferi delle Alpi e dell'Appennino. Atti R. Accad. Sci. Torino, 61, 1934

SAUSSURE, H.B.de: Voyages dans les Alpes. Neuchatel, 1780 - 96.

SCHNEIDER, J.: Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin. Abh. d. Ges. d. Wiss. z. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. Flg. Heft 14, 1935

SCHNEIDERHÖHN, H.: Die Erzlagerstätten der Erde, Bd. I Die Erzlagerstätten der Frühkristallisation Stuttgart 1958

SEGRE, A. G.: Neue geologische und morphologische Untersuchungen im Tyrrhenischen Gebiet. Geol. Rdsch. 47, 1958

SEIDLITZ, W. von: Entstehen und Vergehen der Alpen. Stuttgart 1934

SEILACHER, A.: Flysch und Molasse als Faziestypen. Eclg. Geol. Helvet. 51, 3 1958

SIGNORINI, R.: Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino Centrale e settentrionale. Rend. Acc, Naz. Linc., ser. VIII, Vol. 1 fasc. 1, 1946

SITTER, L. U. De: Structural Geology. London 1956

STAUB, R.: Der Deckenbau Korsikas und sein Zusammenhang mit Alpen und Apennin. Vjhrschr. Natf. Ges. Zürich, 73, 1928

-.- Zur tektonischen Analyse des Apennins. ebenda 1933

-.- Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. Ec. Geol. Helvet. 44, 1951

-.- Grundsätzliches zur Anordnung und Entstehung der Kettengebirge. Koberfestschrift, 1953

STEINMANN, G.: Alpen und Apennin. Mber. Geol. Ges. 59, 1907

-.- Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. Geol. Rdsch. 4, 1913

-.- Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C. R. 14^{e} Congres Géol. Madrid, 1926

STILLE, H.: Die sogenannte Rückfaltung des Apennin. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 1927

STUDER, B.: Geologie der Schweiz, Bd. 1 Bern 1851

TEICHMÜLLER, R. und SCHNEIDER, J.: Die Grenze von Alpen und Apennin, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 1935

TEN HAAF, E.: Significance of Convolute Lamination. Geologie en Minjbouw Jhrg. 18, 1956

-.- Graded beds of the Northern Apennines.

TERMIER, P. und BOUSSAC, J.: Sur le caractère "exotique" du massif cristallin de ligure et sur la séparation de l'Apennin et des Alpes. C. R. Acad. 152, 1911

-.- Sur l'existence dans l'Apennin ligure au nord- ouest de Génes, d'un passage latéral de la série cristallophylliene dite "des schistes lustrés" à la série sédimentaire ophiolitique de l'Apennin. Ebenda, 149, 1911

TORNQUIST, A.: Alpen und Apennin auf Sardinien und Corsica. Geol. Rundschau, Bd. 1, 1910

TRÜMPY, R.: Paleotectonic Evolution of the Western Alps. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 71, 1960

VANOSSI, MARIO: Cenni Petrografici su alcune rocce silicizzate della zona di Mignanego (Genova). Boll. Soc. Geol. Vol. 79, 1960

VILLA, F. e PIZZOCHERO, M.L.: Osservazioni stratigrafiche e micropaleontologische preliminari sulle serie oligo- mioceniche della Val del Lemme e del torrente Orba. Bd. S Geol. Vol. 77, 1958

VIVIANI, D.: Voyage dans les Apennins de la ci-devant de la Ligurie pour servir à l'introduction à l'histoire naturelle de ce pays. Genes. 1807

WAALS, L. van der: De Geologie van een Gebied ten Noorden van La Spezia, Zuid-Oost Ligurie (Italie). Diss. Amsterdam 1946

WIJKERSLOOTH, P. de: Bau und Entwicklung des Apennins besonders der Gebirge Toskanas. Geol. Ist. Amsterdam, 1934

WUNDERLICH, H.G.: Über Verformung kompetenter und inkompetenter Wechsellagerungen und den Zusammenhang von Faltung und Schieferung. Z.d.g.G. 112, 1, 1960

-.- Deckenbau, Faltung und Lineation in den Ligurischen Alpen und im angrenzenden Appennin. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl. Nr. 5, 1958

-.- Zur Tektonik und Metamorphose der Apuanischen Alpen. Ebenda, Nr. 6, 1960

ZACCAGNA, D.: Descrizione geologica delle Alpi Apuane. Mem. descr. d. Carta Geol. d'Italia, Vol. 25, 1932

Lebenslauf

Am 24.5.1936 wurde ich, Konrad Görler, als Sohn des Fabrikanten Ernst Görler und seiner Ehefrau, der Lehrerin Fanny Görler, geb. Reinecke, in Berlin geboren.

Meine Schulzeit begann im Jahre 1942 an der 1. Volksschule in Berlin-Treptow. Von 1943 bis 1945 besuchte ich die Dorfschule in Booßen bei Frankfurt/Oder und nach Kriegsschluß ein weiteres Jahr die Berliner Volksschule. Von 1947 bis 1949 war ich Schüler des Berlinischen Gymnasiums zum Grauen Kloster. Bis zu meiner Reifeprüfung im Frühjahr 1955 besuchte ich dann den gymnasialen Zweig der Rheingauschule in Berlin-Friedenau.

Am 16.5.1955 ließ ich mich an der Freien Universität Berlin für die Fachrichtung Geologie der Math.- Nat. Fakultät immatrikulieren. Ich beendete das Studium im Juli 1960 mit der Diplomprüfung.

Meine Lehrer an der Freien Universität waren die Herren Professoren: Richter, Schönenberg, Bischoff (Geologie, Paläontologie), Mehnert (Mineralogie), Lassen (Physik), Jahr, Lautsch (Chemie), Fels, Quelle (Geographie), Ulrich, Günther (Zoologie) und die Herren Dozenten: Kühne (Paläontologie), Kohler (Mineralogie).